Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus
Band: 3 (1922)

Artikel: Geologische Geschichte der Landschaft von Glarus
Autor: Oberholzer, J.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-1046753

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Geologische Geschichte der Landschaft von Glarus.

Von J. Oberholzer.

Einleitung.

Die Liebe zu Heimat und Vaterland wird nicht allein durch die Kenntnis der Volksgeschichte genährt. Der warme Freund seiner Heimat empfindet auch ein lebhaftes Interesse für die Formen von Berg und Tal, für die Scholle, an die das menschliche Leben gebunden ist. Nicht nur Menschen und Völker durchleben wechselvolle Schicksale; auch der Boden, auf dem sich diese Ereignisse abspielen, hat seine Geschichte. Zwar sind die Veränderungen, die wir im Landschaftsbilde während eines Menschenlebens beobachten können, meistens so geringfügig, daß wir zu glauben geneigt sind, unsere Berge seien für die Ewigkeit gebaut. Allein im Laufe der langen Zeiträume der Erdgeschichte summieren sich jene kleinen Aenderungen zu gewaltigen Wirkungen. Nicht nur Menschen und Völker, auch Berge und Täler entstehen und vergehen.

Wir betrachten mit Ehrfurcht die alten Panner, die die Schlacht von Näfels mitgemacht haben, und lauschen an der Fahrtsfeier andächtig dem ehrwürdigen Schlachtberichte. Verdienen nicht auch die Urkunden, die uns aus ferner Urzeit sichere Kunde über die Entwicklungsgeschichte unserer Landschaft bringen, unser warmes Interesse? Und diese Urkunden brauchen wir nicht aus verstaubten Archiven mühsam zusammenzusuchen. In reicher Fülle liegen sie in der freien Natur vor unsern Augen ausgebreitet. Wer ihre Sprache versteht, dem

---

Anmerkung. Vorliegende Abhandlung bringt im ganzen keine neuen Forschungsergebnisse; sie wendet sich daher in erster Linie nicht an Geologen, sondern an die Naturfreunde, die einen Einblick in die geologischen Erscheinungen der Umgebung von Glarus gewinnen möchten.

erzählen die Formen der Landschaft, die Felsmassen unserer Berge und die darin eingeschlossenen versteinerten Reste von Pflanzen und Tieren die reiche Geschichte des Werdeganges unseres Landes und lassen ihn Blicke tun in Zeiträume, die tausendmal weiter zurückreichen als die Pyramiden Aegyptens. Versuchen wir, an Hand solcher Natururkunden die Entwicklungsgeschichte des Landschaftsbildes von Glarus und seiner Umgebung wieder herzustellen!

I. Das Baumaterial unserer Berge.

Schon während des Altertums der Erde, in der paläozoischen Zeit, lange vor der Auftürmung der Alpen, war in Mitteleuropa ein großes Faltengebirge, das hercynische Gebirge, entstanden. Vom Schwarzwald und den Vogesen aus, die von der Abtragung verschont gebliebene Reste desselben darstellen, zieht es sich tief unter der heutigen Erdoberfläche unter Jura, Mittelland und den nördlichen Kalkalpen durch und tritt im Innern der Alpen, in den sog. Zentralmassiven, wieder zu Tage. Seine kristallinen Gesteine und zwischen dieselben eingeklemmte Carbonschiefer erscheinen unter der gewaltigen Schichtmasse der später gebildeten alpinen Gesteine im Sockel des Tödi, auf der untern und obern Sandalp und im Limmernboden und tauchen dann östlich von Vättis endgültig in die Tiefe. Am Ende der paläozoischen Periode versank das hercynische Gebirge Mitteleuropas unter das Meeresniveau. Schon während seiner Abtragung, in der Permzeit, bildeten sich aus seinem Verwitterungsschutte auf dem Festlande neue Gesteine, und dieser Vorgang der Sedimentation setzte sich dann auf dem Grunde des Meeres fort, das nun während gewaltiger Zeiträume, während der Trias-, Jura-, Kreide- und Tertiärzeit, das Gebiet bedeckte, wo heute die Alpen sich erheben. Aus Raummangel müssen wir auf eine eingehende Besprechung dieser Sedimentgesteine verzichten und uns auf eine kurze Charakteristik derselben mit Angabe von Lokalitäten, wo sie leicht beobachtet werden können, beschränken (vergl. Figur 1).

1. Permformation. Verrucano. Im nördlichen Teil der Glarneralpen vorwiegend eine grobe, aus Trümmern von Sili-

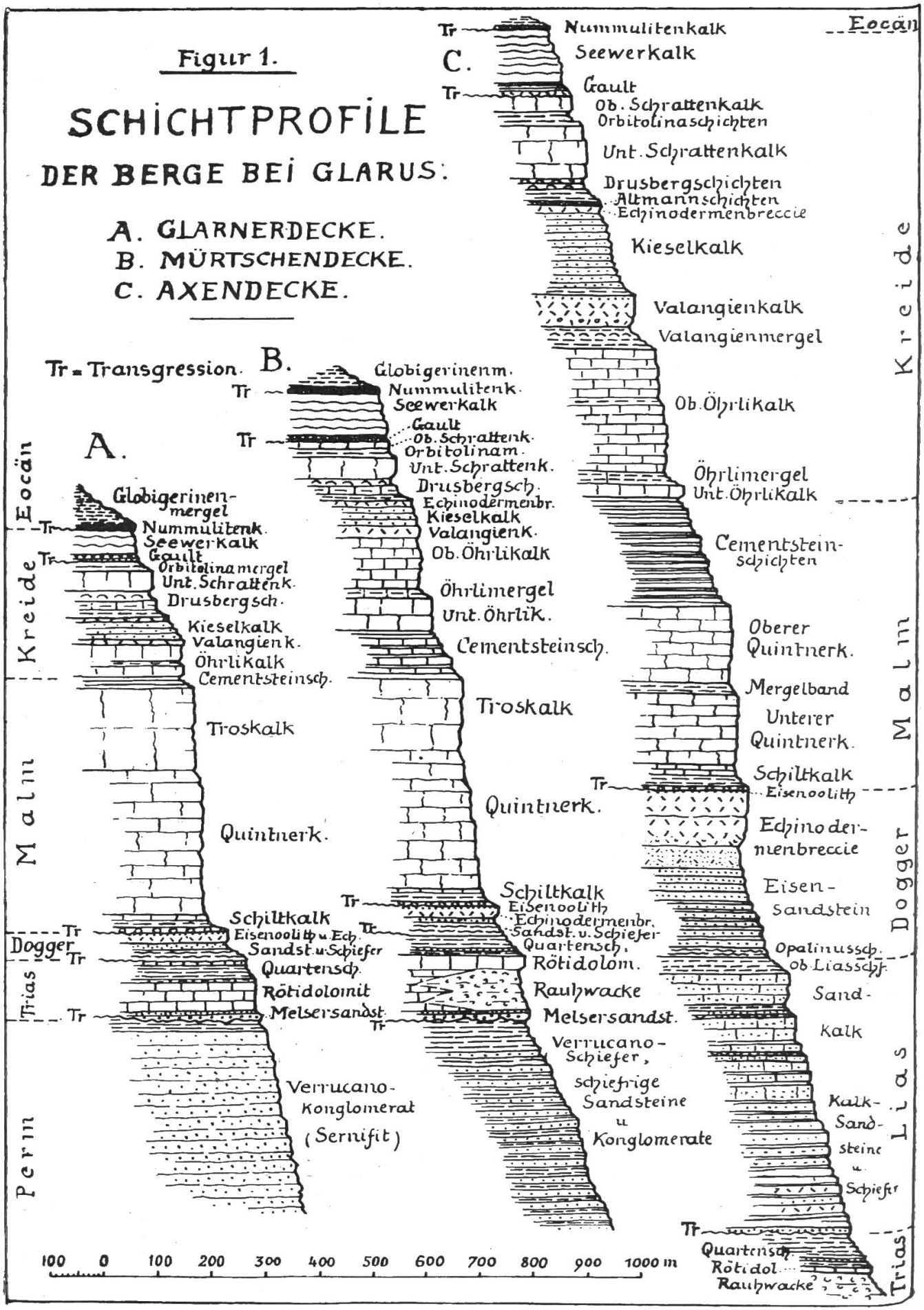
katgesteinen bestehende rote Breccie (Sernifitkonglomerat) von über 1500 m Mächtigkeit. — Rotriesi bei Ennenda, Abhänge des Sernftales zwischen Schwanden und Engi; Murgtal. — Im südlichen Teil vorwiegend rote oder grüne, glänzende Tonschiefer. Gipfelregion von Foostock, Sardona, Vorab. — Der Verrucano wird heute von den Geologen als der vorwiegend auf dem Festlande abgesetzte Verwitterungsschutt des alten hercynischen Gebirges betrachtet. Im Süden, vor allem im Kärpfgebiet, sind zwischen die Breccien und Tonschiefer zahlreiche Lager von vulkanischen Ergußgesteinen eingelagert, besonders dunkelviolette Melaphyre (Gandstockgipfel, Ochsenfittern am Gulderstock) und hellgrünlichgraue Quarzporphyre (Kleinkärpf, Bützistöckli).

2. *Triasformation.* a) Melsersandstein. Weißlich bis grünlichgraue, grobkörnige Quarzitbreccie; druckfest wie Granit, 8—15 m mächtig, wahrscheinlich das Aequivalent des Buntsandsteins. — Mühlsteinbrüche bei Mels, Felsrippe zwischen Rotriesi und Aetzgenruns am Schilt bei Ennenda.

b) Rötidolomit. Gelb bis rotgelb anwitternder, inwendig hell bläulichgrauer, dichter, dolomitischer Kalkstein (Calcium-Magnesiumcarbonat). Marine Bildung, jedoch ohne Versteinerungen; 30—60 m mächtig. — Röti am Tödi, Hechlenstock und Weißkamm im Schiltgebiet, Südufer der Sturmingerruns bei Ennenda. — Im ursprünglich südlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes ist der untere und mittlere Teil der Rötistufe als Rauhwacke (Zellendolomit) ausgebildet: Zellig ausgelaugte Dolomitbreccie von 30—80 m Mächtigkeit, hie und da Gips einschließend. — Schilttristli, Guppenrunse bei Mittelguppen, Gipfel des Weißmeilen und Gipsgrat.

c) Quartenschiefer. Lebhaft roter, weicher, mergeliger Tonschiefer mit dolomitischen Knollen, im untern Teil auch mit roten und weißen Quarzsandsteinbänken. 20—60 m mächtig. — Aeugsten und Roterd am Schilt, Schafläger, Klausenpaßhöhe.

3. *Juraformation.* a) Unterer Jura, Lias. Im untern Teil eisenschüssige, kalkige Sandsteine mit rostigen Schieferlagen, einzelne Lagen reich an Fossiltrümmern; im obern Teil


Figur 1.
SCHICHTPROFILE
DER BERGE BEI GLARUS:
A. GLARNERDECKE.
B. MÜRTSCHENDECKE.
C. AXENDECKE.
Tr = Transgression.
A.
B.
C.
Eocän
Kreide
Malm
Dogger
Trias
Perm
Globigerinenmergel
Nummulitenk.
Seewerkalk
Gault
Orbitolinamergel
Unt. Schrattenk.
Drusbergsch.
Kieselkalk
Valangienk.
Öhrlikalk
Cementsteinsch.
Troskalk
Quintnerk.
Schiltkalk
Eisenoolith u. Ech.
Sandst. u. Schiefer
Quartensch.
Rötidolomit
Melsersandst.
Verrucano-Konglomerat
(Sernifit)
Globigerinenm.
Ob. Schrattenk.
Orbitolinam.
Unt. Schrattenk.
Echinodermenbr.
Ob. Öhrlikalk
Öhrlimergel
Unt. Öhrlik.
Eisenoolith
Echinodermenbr.
Rötidolom.
Rauhwacke
Verrucano-Schiefer, schiefrige Sandsteine u. Konglomerate
Seewerkalk
Ob. Schrattenkalk
Orbitolinaschichten
Unt. Schrattenkalk
Drusbergschichten
Altmannschichten
Echinodermenbreccie
Valangienkalk
Valangienmergel
Ob. Öhrlikalk
Öhrlimergel
Unt. Öhrlikalk
Cementsteinschichten
Oberer Quintnerk.
Mergelband
Unterer Quintnerk.
Schiltkalk
Eisenoolith
Echinodermenbreccie
Eisen-Sandstein
Opalinussch.
ob. Liasschf.
Sand-Kalk
Kalk-Sandsteine u. Schiefer
Quartensch.
Rötidol.
Rauhwacke
100 0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 m

schwarzbraun anwitternde, an groben Quarzkörnern reiche Sandkalke mit großen Belemniten; zu oberst 30—50 m weiche schwarze Tonschiefer; die ganze Schichtfolge 200—400 m mächtig. — Geißer bei Guppen, Leuggelstock, Riedstöckli, Gipfelturm des Gulderstocks, Gipfel von Margereu und Spitzmeilen.

b) Mittlerer Jura, Dogger.

1. Schwarze, wellige Tonschiefer mit weißen Glimmerschüppchen (Opalinusschiefer) und eisenschüssige, teils knorrige, rostfarbig anwitternde, teils ebenflächige und dunkel braunrote Eisensandsteine, letztere oft in eine Muschelbreccie übergehend. 30—200 m mächtig. — Gleiterbach südlich von Hintersackberg. Weg von Ennenda nach Aeugsten.

2. Hellbraun anwitternde, innen dunkel blaugraue Echinodermenbreccie, im Glärnischgebiet im untern Teil auch rot gefärbt, größtenteils aus den Trümmern von Stachelhäutern zusammengesetzt; 10—100 m mächtig. — Felswand unter der Gleiterterrasse am Vorderglärnisch. Felswand beim Bärentritt am Klöntalersee.

3. Eisenoolith (Blegioolith). Roter, dichter, etwas knolliger Kalk, durchschwärmt von massenhaften 1—2 mm großen rundlichen Körnchen von Roteisenstein oder Magneteisenstein, oft reich an Versteinerungen; 0,3—1,5 m mächtig. — „Eisenlöcher" auf Mittelguppen, Heuberge-Guppen, Firstwand am Oberblegisee, Sturmingerruns.

c) Oberer Jura, Malm. 1. Schiltkalk. Zu unterst 2—5 m dunkelgrauer, knolliger Kalk mit massenhaften ockergelben Flecken, oft reich an Ammoniten. (Unterer Schiltkalk.) Darüber 10—15 m graue Mergelschiefer mit dünnen Kalklagen (Schiltschiefer.) Darüber 10—20 m dunkelgraue, oft gelbfleckige Kalkbänke mit dünnen Mergelschieferlagen (oberer Schiltkalk). — Hinterer Schiltgipfel und Siwelle am Schilt, Bärentritt am Klöntalersee, Gleiterterrasse, vorderes Schlattalpli, Vordersienen am Vorderglärnisch.

2. Quintnerkalk (Hochgebirgskalk). Hellgrau anwitternder, innen dunkel blaugrauer bis schwarzer, dichter, muschelig brechender Kalk, sehr arm an Fossilien, 250—400 m

mächtig; bildet die höchsten Steilwände unserer Berge (Mürtschenstock, graue Wände am Vorderglärnisch, Schiltwand, Ortstock, Tödi, Selbsanft). Im ursprünglich nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes sind die obersten 50—150 m als hellgrauer, glasartig klingender, oft an Korallen reicher Kalk ausgebildet (Troskalk, Korallenkalk). — Laubenwand am Schilt, Steinbruch am Elggis bei Netstal, Grundkopf bei Riedern.

3. Cementsteinschichten. Grauschwarze, grobschiefrige Mergel mit Bänken von dichtem, dunkelgrauem Kalk, 20—300 m mächtig. — „Schwarze Schnur" am Mürtschenstock, Schwarzes Schieferband am obern Rand der Baumgartenwand am Vorderglärnisch, Gipfel des Vorderglärnisch.

4. Kreideformation. a) Oehrlikalk. Ziemlich dunkelgrauer, oolithischer Kalk, mit hellgrauer, gekörnelter Anwitterungsfläche, reich an Trümmern von Echinodermen, Nerineen etc. In der Axen- und Säntisdecke ist der untere Teil ganz oder teilweise durch bräunliche Mergel mit oolithischen Kalklagen (Oehrlimergel) ersetzt. 30—150 m mächtig. — Obertros am Mürtschenstock, Ruostelkopf und Ruoggiswald am Klöntalersee, Felswand unter Tschingel (vordere Schlattalp) am Glärnisch; Felsen an der Straße zwischen Mühlehorn und Obstalden.

b) Valangienmergel. Dunkelgraue Mergelschiefer mit dünnen, gelb anwitternden mergeligen Kalkbänken; 30 bis 80 m mächtig; meistens sehr reich an versteinerten Austern (Exogyra Couloni, Ostrea rectangularis) und andern Petrefakten. Nur in der Axendecke und Säntis-Drusbergdecke vorhanden. — Neuenalp-Oberstafel bei Mollis, Wiggisalpeli, Längeneggpaß, Pragelpaßhöhe, Rad am hintern Glärnisch, oberes und unteres Firnband am Vrenelisgärtli, Kratzerngrat.

c) Valangienkalk. Bräunlich anwitternder, spätiger Kalk, reich an Echinodermentrümmern; 15—100 m mächtig. — Neuenalp-Oberstafel, helles Felsband über dem Wiggis-

alpeli, aufgeschlossen an der neuen Oberseetalstrasse. Gumenwand zwischen Auernalp und Deyenalp.

d) Kieselkalk (Hauterivien). Schwarzbraun anwitternder, inwendig dunkelblaugrauer, kieseliger Kalk, 25—200 m mächtig, mit spärlichen Petrefakten (Seeigel und Belemniten). — Pflastersteinbrüche bei Weesen und bei der Linthbrücke Mollis, „Lichenbritter" am Wiggis, Auernalp, „schwarze Köpfe" westlich der Glärnisch-Klubhütte.

e) Drusbergschichten (Barrémien). Wechsellagerung von grauen Mergelschiefern mit hellgrauen, spätigen Kalkbänken, oft reich an verkieselten Austernschalen (Exogyra aquila), 30—150 m mächtig. — Fuß der „Kilchenwand" oberhalb Ennetbühls; beim Gasthaus zur Linthbrücke Mollis; kleine Steinbrüche am Bergfuß zwischen Mollis und Linthmündung.

f) Schrattenkalk (Barrémien und Aptien). Hellgrauer, oft etwas spätiger oder oolithischer Kalk, oft reich an Austern (besonders Requienia ammonnea), hellgraue Steilwände bildend; wird im mittleren und südlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes durch eine 10—25 m mächtige mergelige Stufe (Orbitolinamergel mit Orbitolina lenticularis, Rhynchonella Gibbsiana und Heteraster oblongus) in untern und obern Schrattenkalk geteilt. — „Kilchenwand" oberhalb Ennetbühls, Räßegg am Schilt, Gipfel des Ruchen-Glärnisch und Vrenelisgärtli, Karrenfeld von Lachenalp im Oberseetal.

g) Gault (oberes Aptien, Albien und unteres Cenomanien). Glaukonithaltige, darum meistens dunkel grüngraue, sandige Kalke und Schiefer; die oberste Schicht (Turrilitenschicht) meistens reich an Ammoniten, darunter besonders Turrilites Bergeri. — Zwischen Kilchenwand und Bärentros am Schilt, Platten bei Näfels, Rautialp, „Tor" oberhalb Mittelauern am Wiggis.

h) Seewerkalk (Turon). Gelblichgrau anwitternder, inwendig dunkel- bis hellgrauer, dichter Kalk, reich an wellig verlaufenden dunkelgrauen Tonhäuten, arm an Großpetrefakten, aber sehr reich an mikroskopisch kleinen Foraminiferen; 30—200 m mächtig. — Am Weg zwischen Helgenhüsli und Matten am Schilt; an der Kerenzerstraße zwischen Beglingen

und Voramwald-Filzbach. Gipfel des Neuenkamm, des Rautispitz und des Wiggis, Einlauf des Löntschwerkstollens am Klöntalersee.

i) Amdenerschichten (Senon). Gelblich bis bräunlich anwitternde weiche Mergelschiefer, mit spärlichen, zwerghaft kleinen Ammoniten und reich an mikroskopisch kleinen Foraminiferen; 50—100 m mächtig. Nur in der Säntis-Drusbergdecke vorhanden. — Mulde von Amden, Sattel zwischen Rautispitz und Wiggisgipfel. Sulzalp im Oberseetal.

5. *Tertiärformation.* a) Nummulitenkalk (Mittleres Eocän, Lutétien). Glaukonitreicher, dunkel grüngrauer, sandiger Kalk mit lagenweise gehäuften Nummuliten, oft auch reich an Muscheln (Pecten, Spondylus, Lima) und Seeigeln; 4—10 m mächtig. — „Katzenwäldli" unterhalb Ennetbühls, Länggütli gegenüber der Station Netstal, Obstock bei Mollis, Fuß des Rautispitz südlich vom Tränkibach bei Näfels.

b) Globigerinenmergel, Stadschiefer (Mittel-Eocän, Auversien). Gelblich anwitternde, dunkelgraue, feste Mergelschiefer, reich an kleinen Foraminiferen (vorwiegend Globigerinen), 100—200 m mächtig. — Oberer Teil des Weges Helgenhüsli-Matten am Schilt, Abhang des Heustöckli gegen den Fronalpbach.

c) Flyschsandsteine und Dachschiefer (Oligocän?). Zu unterst etwa 100 m dunkelgrüne, heller grün gesprenkelte Sandsteine (Taveyannazsandstein) mit dünnen Zwischenlagen von schwarzgrauen, ebenflächigen, harten Tonschiefern; darüber eine viele hundert Meter mächtige Wechsellagerung von dunkelgrauen oder grünlichen, zähen, quarzreichen Flyschsandsteinen mit dünnern und dickern Lagen von dunkeln Tonschiefern (Dachschiefer). — Schieferbrüche bei Engi, Steinbruch bei Matt.

d) Blattengratschichten (Mittel-Eocän, Lutétien). Dunkelgraue, weiche Mergelschiefer mit 10—30 m dicken Bänken von hellbraun anwitterndem, inwendig dunkelblaugrauem Nummulitenkalk mit massenhaften Nummuliten, vorwiegend aus den Gattungen Nummulina und Orthophragmina; 100—200 m mächtig. Die Schichtgruppe stellt wahrscheinlich

eine südlichere Facies der unter a) und b) genannten Nummulitenschichten und Globigerinenmergel dar. — Blattengrat und Fahnenstock bei Elm, Tschingelschlucht, Abrißfläche des Bergsturzes von Elm. Die Schichtgruppe fehlt im nördlichen Teil der Glarneralpen.

e) Wildflysch. Schwarze, glänzende, gewulstete und zerknitterte Ton- und Mergelschiefer, in welche oft Brocken, Blöcke, zerrissene Bänke und zerrüttete Schichtpakete vieler anderer Gesteine eingelagert sind, namentlich Glimmersandsteine, helle, eisenschüssige oder grüne Quarzite, Kieselkalk, Fucoidenkalk, Nummulitenkalk, Seewerkalk in südlicher Facies, malmartiger Kalk, exotische kristalline Blöcke. Die ihrer Entstehung nach noch rätselhafte Flyschmasse muß sich im südlichsten Teil des helvetischen Meeres (im ultrahelvetischen Faciesgebiet) gebildet haben und ist bei der Alpenfaltung nordwärts über das helvetische Gebiet hinübergeschoben worden. In gewaltiger Entwicklung namentlich in der Sardonagruppe vorhanden, z. B. am Segnespaßweg zwischen dem Niedernstafel und der Paßhöhe; Umgebung der Martinsmadhütte.

f) Molasse (Miocän). Zu fester Nagelfluh verkittete Geröllbänke mit Zwischenlagen von weichen, gelblich- oder grünlichgrauen Mergeln und Sandsteinen; eine vor der Hauptauffaltung der Alpen entstandene Flußablagerung, deren Material aus dem in Entstehung begriffenen Alpengebirge stammt. — Hirzli- und Speerkette.

Durch Hebung oder Senkung des Meeresbodens sind während der Ablagerung der Sedimentserie die Absatzbedingungen vielfach verändert worden; daher rührt die große Mannigfaltigkeit der Gesteine. Wiederholt stieg der Meeresgrund über die Wasseroberfläche empor, um nach kürzerer oder längerer Zeit wieder unterzutauchen. Diese Unterbrechungen der Gesteinsablagerung sind durch Lücken im Schichtensystem und scharfe, oft karrenartig unebene Grenzflächen zwischen den vor und nach der Unterbrechung gebildeten Schichten gekennzeichnet. Solche stratigraphische Lücken und Transgressionsgrenzen beobachten wir zwischen Verrucano und Trias; zwischen Trias und Jura (Fehlen des Lias im

nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes); zwischen Eisenoolith und Schiltkalk (Fehlen des Oxfordien im untern Malm); zwischen Schrattenkalk und Gault (Fehlen des obern Schrattenkalks und des untern Gault im ursprünglich nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebiets); zwischen Kreide und Nummulitenkalk (Fehlen des Unter-Eocäns und unregelmäßige Abtragung der obern und mittleren Kreide vor Ablagerung des Nummulitenkalks im nördlichen Teil des helvetischen Gebietes).

Verfolgen wir irgend eine Schichtgruppe über ein größeres Gebiet, so beobachten wir, daß ihre Mächtigkeit, ihre Gesteinsbeschaffenheit und ihr Fossilgehalt sich allmählig ändern. Solche Faciesänderungen machen sich besonders in der Richtung quer zum Streichen der Alpen in auffallender Weise bemerkbar. So sind z. B. die Kreidestufen der Glarneralpen, die im südlichen Teil des helvetischen Meeres zur Ablagerung kamen, im allgemeinen reicher gegliedert und bedeutend mächtiger, als die aus dem nördlichen Teil desselben stammenden, gleich alten Kreideschichten (vergl. Figur 1).

II. Die Entstehung des Alpengebirges.

Die sedimentären Schlammabsätze hatten sich im Laufe der Zeit durch den gewaltigen Druck der darüber lastenden Massen und durch chemische Vorgänge in festen Fels verwandelt und lagen nun in großer Mächtigkeit in Form von annähernd horizontalen Schichten, die ältesten zu unterst, die jüngsten zu oberst, im Meeresgrunde. Die Bewegungen der festen Erdkruste, die schon während der mesozoischen Zeit (Trias-, Jura- und Kreidezeit) Hebungen und Senkungen und kleinere Verbiegungen bewirkt hatten, steigerten sich während der Tertiärzeit mehr und mehr. Infolge Schrumpfung des sich abkühlenden Erdkerns machte sich in der Erdrinde ein in der Richtung von Südost gegen Nordwest wirkender Horizontalschub geltend, der das Schichtensystem in Falten legte, ähnlich den Falten, die entstehen, wenn ein Tischtuch auf der Tischplatte zusammengeschoben wird. Das genauere Studium dieses Faltenwurfes hat gelehrt, daß das durch diesen

Zusammenschub der Erdrinde aufgestaute Alpengebirge aus mehreren Systemen von hinter- und übereinander liegenden, gewaltigen, zum Teil 50—150 km breiten Falten, sogen. Ueberfaltungsdecken,[1] besteht.

Schon vor Ablagerung der Molasse hatte sich eine mächtige Falte weit aus dem Süden über die ganze Breite des in Entstehung begriffenen Alpenwalles hinübergelegt. Sie lieferte das Material für die Nagelfluh, die Mergel und Sandsteine, die von den jungen Alpenflüssen während der Miocänzeit im Gebiete des schweizerischen Mittellandes abgelagert wurden. Viel später, in der jüngern Tertiärzeit (Pliocän), als die Nagelfluh bereits zu festem Fels geworden und von Tälern durchschnitten war, entstanden unter jener ersten Deckfalte die sogen. helvetischen Decken, die jetzt die nördlich vom Aarmassiv liegenden Kalkalpen aufbauen. Ihre Schichtmassen lagen einst im Gebiet des heutigen Rhone- und Vorderrheintales und südlich davon. Von dort her wurden sie über den Rücken des kristallinen Aarmassivs und über die autochthonen Falten seines Sedimentmantels hinüber bis an den Südrand des heutigen Mittellandes hinausgeschoben, wo sie an den miocänen Nagelfluhmassen emporbrandeten.

Es sind also auch die Felsmassen der Berge bei Glarus nicht an ihrem heutigen Standorte gebildet worden. Sie ruhen jetzt fern von ihrer eigentlichen Heimat wurzellos auf den jüngsten Schichten der autochthonen Falten. Würde man im Talgrund bei Glarus ein Bohrloch erstellen, so würde es nach Durchfahren einer dicken Schuttschicht wahrscheinlich zunächst auf das älteste Gestein der Schiltgruppe, den roten Verrucano, stossen, darunter aber nicht das kristalline Grundgebirge, sondern die jüngsten Gesteine, den Flysch, antreffen, der im Sernftal und im südlichen Linthtal in großer Mächtigkeit das autochthone Gebirge bedeckt, dann die ganze Kreide-, Jura-

---

[1] Eine kurze, gemeinverständliche Einführung in die alpine Deckentheorie findet der Leser in der Abhandlung von Albert Heim: Der Bau der Schweizeralpen; Neujahrsblatt der naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1908. Eingehendere, reich illustrierte Darstellungen sind: C. Schmidt, Bild und Bau der Schweizeralpen; Beilage zum Jahrbuch des Schweizerischen Alpenklubs 1906/07. — Albert Heim, Geologie der Schweiz, Band II, die Schweizeralpen, 1920—22.

und Triasserie des letztern durchschneiden und erst in großer Tiefe das altkristalline Gebirge erreichen.

Am Aufbau der Berge bei Glarus sind vier grosse, breit übereinandergreifende und stockwerkartig übereinanderliegende Ueberfaltungsdecken beteiligt: Die Glarnerdecke, die Mürtschendecke, die Axendecke und die Säntis-Drusbergdecke.

Die Glarnerdecke baut den ganzen Schilt mit Ausnahme seiner obersten Gipfelpartien auf. Sie beginnt über dem Flysch des Sernftales mit der gewaltigen roten Verrucanomasse des Gufelstocks und Soolerstocks. Trias, Jura und Kreide treten im Gebiet der Brandalp und an den Abhängen über Ennenda und Ennetbühls zu Tage, und auf der Nordwestabdachung schließt die Decke mit den eocänen Globigerinenmergeln ab, welche die Wiesen der Ennetberge tragen. Das ganze Schichtensystem ist kompliziert gefaltet, von großen Bruchverschiebungen durchsetzt, und taucht mit starkem Nordwestfallen zwischen Ennenda und dem Alpenbrückli unter die Sohle des Linthtales. Auf der Westseite des Tales erblicken wir die Fortsetzung der Glarnerdecke in dem aus Malm, Kreide und Eocän bestehenden Felsbande, das vom Stöckli bis zur Hansliruns den Sockel des Vorderglärnisch bildet.

Zur Mürtschendecke gehören im Schiltgebiet die über das Scheitelplateau sich erhebenden, aus einem Verrucanorest, Trias, Dogger und Schiltkalk bestehenden drei Schiltgipfel, dann die vom Verrucano bis in den obern Malm hinaufreichende Pyramide des Fronalpstocks und der prachtvoll gefaltete Mürtschenstock, endlich das aus Kreide und Nummulitenkalk bestehende, gegen die Linthebene sich senkende Schichtensystem des Neuenkamms und Kerenzerberges. Auf der Westseite des Linthtales bildet sie den mittleren Teil des Vorderglärnisch. Sie reicht hier vom Verrucano, der unterhalb Mittelguppen durchstreicht, bis in die untere Kreide hinauf und imponiert vor allem durch die mächtige Malmwand unter der Terrasse von Baumgarten. Sie baut auch den untern Teil des Wiggis bis zur Terrasse des Wiggisalpeli und bis zum Rasenband im obern Teil der Büttenenwand auf und umfaßt hier die Schichtreihe vom Dogger bis zum Nummulitenkalk.

Die Axendecke ist in der Schiltgruppe durch die Erosion längst völlig abgetragen worden; dagegen nimmt sie einen hervorragenden Anteil am Aufbau der Glärnischgruppe. Sie bildet den ganzen mittleren und oberen Teil dieser Bergmasse, greift über das Klöntal hinweg noch in die Wiggisgruppe hinüber und besitzt dort in der Deyenkette ihr Stirngewölbe. Am Vorderglärnisch gehören zu ihr die mit Vegetation bekleidete steile Doggerterrasse von Baumgarten, die darüber stehende hellgraue Malmwand und der aus Cementsteinschichten bestehende Gipfel. Am mittleren und hintern Glärnisch reicht sie noch in die Kreide hinauf. Hier spaltet sich vom Rücken der Axendecke noch eine bloß aus Kreide bestehende Teildecke, die Bächistockdecke, ab. Wir finden daher an den Gipfeln des Ruchen, des Vrenelisgärtlis und des Bächistocks die Kreide in zweifacher Wiederholung.

Die Säntis-Drusbergdecke ist innerhalb der Glarneralpen fast ganz auf die Wiggisgruppe beschränkt. Sie umfaßt hier nur die Kreide und gliedert sich in drei große Falten oder Zweigdecken: die Säntisdecke, welche den über dem Wiggisalpeli liegenden Teil der Wiggis-Rautispitzkette aufbaut, die Rädertendecke, welche die Bergkette auf der Nordwestseite des Oberseetales bildet, und die Drusbergdecke, zu der die Berge nördlich vom Pragelpaß und westlich vom Wäggital gehören. In der Schiltgruppe ist von der Säntisdecke einzig am Kerenzerberg ein aus Valangien und Kieselkalk bestehender Lappen als Unterlage der Neuenalp erhalten geblieben.

Die Alpen stellten nach ihrer Auffaltung einen gewaltigen, wenig gegliederten Wall dar, der an Höhe das gegenwärtige Gebirge um tausende von Metern übertraf. Allein schon während seiner Entstehung begannen Bäche und Flüsse sich in den Gebirgskörper einzuschneiden.Seither haben das fließende Wasser, Eisströme und die mechanischen und chemischen Kräfte der Verwitterung unablässig an seiner Zerstörung gearbeitet und im Laufe langer Zeiträume aus dem einstigen plumpen Felsenwall das reichgegliederte Alpengebirge mit seinen zahllosen Schluchten und Tälern, seinen zackigen Kämmen und seinen gebänderten, von Erosionsrinnen durchfurchten und mit

Erkern, Türmen und Gräten geschmückten Abhängen herausmodelliert.

III. Die Wirkungen der Eiszeit.

Am Ende der Tertiärzeit, als die Alpen bereits stark von Tälern durchfurcht waren, trat eine merkwürdige Klimaänderung ein, welche die Gletscher mächtig anschwellen und aus den Alpentälern heraus über das ganze schweizerische Mittelland bis in den Jura hinein vorrücken ließ. Die Untersuchung der Moränen und Schotter, die damals im alpinen Vorlande abgelagert wurden, hat ergeben, daß vier große Vergletscherungen zu unterscheiden sind, die durch drei lang andauernde eisfreie Perioden (Interglazialzeiten) getrennt waren.

Die Wirkungen der diluvialen Gletscher auf das Oberflächenbild unseres Landes sind zweierlei Art. Einmal haben sie ihre Felsunterlage abgeschliffen, abgerundet und ausgekolkt, und sodann den Verwitterungsschutt der über das Eis emporragenden Gipfel und das durch ihre eigene Erosionsarbeit abgeschürfte Material forttransportiert und nach ihrem Abschmelzen auf den alten Gletscherböden in Form von Moränenwällen und flach ausgebreiteten Moränendecken abgelagert. Die Bildungen der ältern Eiszeiten sind im Innern der Glarneralpen durch die jüngern Vergletscherungen wieder größtenteils verwischt worden. Was wir hier als Wirkungen der Glazialperiode erkennen, ist wohl fast ganz der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) zuzuschreiben.

Die runden Bodenwellen der Ennetberge am Schilt, auch das Tälchen von Matten-Otschlag, die kleine Helgenhüsli-Terrasse, die wellige Terrasse, die etwa 60 m über der Linth von Ennetbühls bis zur Bachseliruns verläuft, die Schlatt-Terrasse unterhalb Netstal mit dem großen, aus dem Carbon des Tödi stammenden „Schlattstein“, sind Formen, die durch die kolkende und abschleifende Tätigkeit des Linthgletschers erzeugt worden sind. Der aus Malmkalk bestehende Elggis ist ein großer, durch den Gletscher rundhöckrig abgeriebener und durch eine glazial modellierte Rinne vom Schiltabhang getrennter Bergvorsprung. Alle diese Rundhöckerformen sind mit

einer lückenhaften und mit erratischen Blöcken überstreuten Moränendecke bekleidet. Häufig ist sie kaum ein Meter mächtig; sie erreicht aber über der Matten-Terrasse auf dem nördlichen Teil der Ennetberge eine beträchtliche Dicke und ist in der Ruhstelliruns unterhalb des Ferienheims auf Kennelalp wohl 30—40 m mächtig aufgeschlossen.

Unter dem erratischen Material fallen vor allem zahlreiche aus dem südlichen Schiltgebiet stammende rote Sernifitblöcke auf, und häufig findet man auch die grünen Taveyannaz- und Flyschsandsteine aus dem Hausstock- und Claridengebiet. Die obersten vom Linthgletscher abgelagerten Sernifitblöcke liegen auf den Ennetbergen oberhalb Großberg in etwa 1350 m Höhe, zwischen Kennel und Fronalp bei etwa 1250 m, auf der Terrasse oberhalb der „Stöckliwand" südöstlich von Ennenda in etwa 1400 m Höhe. Als wohl 1000 m mächtiger Eisstrom hat also zur Würm-Eiszeit der Linthgletscher den Talgrund von Glarus bedeckt. Oberhalb der höchsten Spuren des Linthgletschers stoßen wir auf Moränen der Lokalgletscher, die aus den Seitentälchen dem Hauptgletscher zuflossen. So finden wir auf Mittel-Fronalp prachtvolle End- und Seitenmoränenwälle eines kleinen Gletschers, dessen Nährgebiet die Mulde zwischen Fronalpstock, Fähristock und Heustöckli war.

Die Frage, ob die großen Gletscher der Eiszeit bei der Austiefung und Ausweitung der Täler wesentlich mitgewirkt haben, oder ob die Talbildung fast ganz das Werk der Flußerosion sei, ist immer noch stark umstritten. Da man an vielen Orten an den Bergflanken und namentlich auf den alten Gletscherböden oberhalb der Steilhänge der Haupttäler Bodenformen findet, die sich nur durch Glazialerosion erklären lassen, so neige ich der Ansicht zu, daß den Gletschern eine wesentliche Mitarbeit an der Ausgestaltung unserer Alpentäler nicht abgesprochen werden kann. Wie dem auch sei, so ist doch allgemein zugegebene Tatsache, daß die Hauptdurchtalung der Alpen während der Glazialperiode stattfand und daß am Ende derselben unsere Haupttäler mindestens so tief oder noch tiefer eingegraben waren als heute.

So hat das Linthtal mit den andern großen Quertälern der Alpen die Eigentümlichkeit gemein, daß in seiner Sohle

nirgends anstehender Fels zu Tage tritt. Ueberall wird sein Boden von Schuttmassen gebildet, die während und nach der Eiszeit sich abgelagert haben. Erst hinter dem Tierfehd, in der Linthschlucht, taucht sein Felsgrund empor. Wenn wir im Querprofil zwischen Schilt und Glärnisch die Profillinien des Anstehenden mit dem Gefälle, das sie durchschnittlich über dem heutigen Talboden besitzen, nach unten ergänzen, so stoßen sie erst etwa 500 m unter demselben zusammen. Es darf also als ziemlich sicher angenommen werden, daß die Schuttmassen, die heute bei Glarus den alten Felsgrund des Tales bedecken, eine Mächtigkeit von mindestens 150—200 m haben.

Es geht hieraus hervor, daß die Felssohle des Linth-Zürichseetales gegenüber ihrer Fortsetzung im Limmattale übertieft ist. Die Anhänger einer starken Glazialerosion erklären die Uebertiefung der alpinen Quertäler und damit auch die Entstehung der großen alpinen Randseen als eine Erosionswirkung der diluvialen Gletscher. Herr Professor Heim in Zürich dagegen betrachtet die Täler als reine Werke der Flußerosion und verficht, hauptsächlich gestützt auf die Rückläufigkeit der alten Flußerosionsterrassen bei Stäfa und Wädenswil und des aus der ältesten Eiszeit stammenden Deckenschotters im Lorzetobel und im Sihlgebiet bei Hirzel, die Ansicht, es seien gegen Ende der großen Interglazialzeit ,vor der vorletzten Vergletscherung, die Alpen als Ganzes samt ihrer Randzone gegenüber der schweizerischen Hochebene um ca. 300 m eingesunken, weshalb die aus den Alpen kommenden, damals bereits voll ausgetieften Täler ein rückläufiges Gefälle erhielten und sich mit Wasser füllen mußten. Die so entstandenen Alpenrandseen hatten ursprünglich eine weit größere Ausdehnung als heute. Der Zürichsee hing mit dem Walensee und durch das Seeztal und Rheintal auch mit dem Bodensee zusammen und setzte sich als großer Fjord, aus dessen Flut die Wände von Glärnisch, Schild und Wiggis unvermittelt emporstiegen, durch das Linthtal wohl bis nach Luchsingen, vielleicht sogar bis ins Tierfehd fort. Seither ist der hintere Teil dieses Seebeckens durch die Moränen der letzten Vergletscherungen, durch die Anschwemmungen der Linth und

ihrer Seitenbäche und durch große Bergstürze ausgefüllt worden, und unterhalb Glarus hat die Linth ihr Delta immer weiter vorgeschoben und dadurch schließlich den Walensee vom Zürichsee abgetrennt.

IV. Die Bergsturzlandschaft von Glarus.

Wandern wir vom Glarner Unterland über das ebene Delta, das den alten Linthsee ausgefüllt hat, gegen Glarus hinauf, so sehen wir bei Netstal eine auffallende Veränderung im Landschaftsbilde sich vollziehen. Mehrere kegelförmige Hügel steigen über die Kiesebene empor; eine große, wellige Hügelmasse bedeckt den ganzen Talgrund zwischen Glarus und Schwanden und ein breiter, mehrere hundert Meter hoher Bergwall legt sich zwischen Glärnisch und Wiggis quer über das untere Klöntal. Die Untersuchung dieser Hügellandschaft hat gelehrt, daß sie nicht aus anstehendem Fels besteht, sondern ihre Entstehung einer Reihe von großen Bergstürzen verdankt, die in vorhistorischer Zeit von Glärnisch und Wiggis sich abgelöst haben.[1]

a) Der Bersturz von Guppen.

Ueberblicken wir von dem Hügel aus, der östlich von Mitlödi einst die Burg Sola trug, die Hügellandschaft zwischen Glarus und Schwanden, so erscheint sie uns im ganzen als ein riesiger, fächerförmiger Schuttkegel, dessen Spitze oberhalb Schwändi an die Felsen des Glärnisch sich anlehnt. Sie ist die Ablagerung eines gewaltigen Bergsturzes, und die breite Nische, die oberhalb des Trümmerkegels das Sammelgebiet von Guppenrunse und Hanslirunse bildet, ist die große Wunde, die der Bergsturz am Glärnisch hinterlassen hat.

1. Die Abrißnische beginnt unterhalb Mittelguppen in der Höhe von etwa 1200 m und dehnt sich oben bis an den untern Rand des Guppenfirns bei etwa 2300 m aus. Im Süden ist sie durch die scharfe Bergkante begrenzt, die vom Geißer zum Südrand des Guppenfirns hinaufläuft. Als Nordrand darf

[1] Eine ausführlichere Darstellung dieser Bergstürze gab der Verfasser in der „Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen"; Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge Liefg. 9; 1900.

vielleicht die Bergkante betrachtet werden, die nördlich von der Hansliruns gegen den Gipfel des Vorderglärnisch hinauf sich zieht. Die Abrißfläche sah ursprünglich wohl nicht so unregelmäßig aus wie heute; sie ist im Laufe der Jahrtausende durch die Erosionsarbeit der beiden Wildbäche und des alten Guppengletschers stark verändert worden. Durch ihren untern Teil streichen Verrucano, Trias, Dogger und Malm der Mürtschendecke, ihr mittlerer Teil liegt in Lias, Dogger und Malm der Axendecke und ihr oberer Rand reicht noch in die untere Kreide der Axendecke hinauf. In ihrem ganzen Gebiete fallen die Schichten bergeinwärts. Die Abtrennungsfläche des Bergsturzes durchschneidet also die Schichten quer; er ist ein echter Felssturz (Fig. 2).

2. Ablagerungsgebiet. Die gewaltige Felsmasse stürzte aus der Nische von Guppen quer über das Linthtal und prallte beim heutigen Sool auf die östliche Talwand, den steilen Verrucanohang des Soolerstocks, wo ein Teil des Schuttes in Form einer Brandungswoge stehen blieb, die im Hügel der einstigen Burg Sola bis 230 m über den heutigen Talgrund hinaufreicht. Die übrige Masse wurde gegen Norden abgelenkt oder flutete schon aus der Gegend von Schwändi fächerförmig sich ausbreitend nach Nordosten und Norden. Der Trümmerstrom kam zur Ruhe, als er den Südrand von Glarus und Ennenda erreicht hatte. Sein Nordrand wird bezeichnet durch die Schuttgrube bei der chemischen Fabrik von Marti & Co. in Ennenda, das linke Linthufer zwischen der Villa Hochwart und den Häusern bei der Ennendaner Linthbrücke, die Brauerei Erlen und das „Steinloch" südlich vom Schützenhaus Glarus. Der Bergsturz bedeckt ein Areal von 10 km^2 und hat einen Inhalt von etwa 0,8 km^3. Der Trümmerstrom ist in der Mittellinie gemessen 7 km lang und seine Oberfläche hat ein durchschnittliches Gefälle von 6^0 30'.

Viele Schuttgruben, die zur Gewinnung von Straßenschotter geöffnet worden sind (z. B. am Föhnen bei Schwanden, auf dem Soolerhügel, nördlich vom Uschenriet, bei Horgenberg und Schweizerhaus, an der Hohlensteinstraße, beim Schützenhaus Glarus) und auch die Aufschlüsse, die in den letzten

Jahren beim Bau der Hohlensteinstraße und der Straße nach Rüti entstanden sind, gewähren uns einen Einblick in die Struktur der Trümmermasse. Ueberall zeigen sich die Erscheinungen, die für die Ablagerung eines großen Bergsturzes charakteristisch sind. Ueberall finden wir lauter eckige, scharfkantige, meistens ganz klein zerschlagene, fest ineinander gekeilte Trümmer, die Lücken zwischen den größern Blöcken ausgefüllt mit weißem Schlagpulver und kleinen Splittern, die aus dem gleichen Material bestehen wie die größern Trümmer, und größere Blöcke oft innerlich zersplittert. Hie und da schwimmen in der klein zerschlagenen Trümmermasse auch größere Felsmassen mit gut erhaltener ursprünglicher Schichtung, so daß sie anstehenden Fels vortäuschen können. Als Beispiel hiefür ist der Troskalkfels an der Landstraße beim ehemaligen Kalkofen bei Schwanden zu erwähnen.

Mit allen großen Bergstürzen hat die Trümmermasse auch die Erscheinung gemein, daß die Gesteinsarten darin nicht bunt durcheinander gemischt sind, wie etwa in einer Moräne. Entsprechend ihrer Lage im Abrißgebiet blieben die Trümmer derselben Schichtgruppe während der Bergsturzbewegung mehr oder weniger beisammen. So findet man im Eichwald südlich von der Guppenrunse ein großes Areal ausschließlich von Blöcken des roten schiefrigen Verrucanos bedeckt, der unterhalb Mittelguppen im untersten Teil des Abrißgebietes anstehend ist. Schwärme von Nummulitenkalk und Flyschschiefern sind im verlassenen Steinbruch beim Kalkofen Schwanden und am linken Ufer der Guppenruns unterhalb Schwändi zu beobachten. Sie beweisen, daß durch den Bergsturz auch die Eocänschichten der Glarnerdecke mitgerissen wurden, die unterhalb Mittelguppen durchstreicht. Südlich der Weberei Steg besteht das Steilbord des Soolhügels eine Strecke weit fast ganz aus Kieselkalktrümmern. Entsprechend dem geologischen Bau des Abrißgebietes gehört die weitaus größte Masse des Bergsturzschuttes dem obern Jura an. In großen Trümmerschwärmen treffen wir sowohl den dunkelgrauen Quintnerkalk als auch den hellen Korallenkalk. Letzterer ist z. B. in den Schuttgruben bei Glarus und Ennenda, auch am Föhnen bei Schwanden, das weitaus vorherrschende Material.

3. Staukiesterrassen. Da der Bergsturzhaufen das Linthtal bei Schwanden in seiner vollen Breite verbarrikadierte, wurden Linth und Sernf gestaut und gezwungen, hinter dem Stauriegel ihr Geschiebe abzulagern. Das Resultat der während eines langen Zeitraumes andauernden Geschiebeaufschüttung war eine Staukiesebene, deren Oberfläche bei Schwanden bei etwa 590 m, volle 70 m über der heutigen Linthsohle lag, südwärts bis in die Gegend von Hätzingen sich erstreckte und auch eine Strecke weit ins Sernftal hineinreichte. Ueberreste dieser Stauschottermasse haben sich bis heute in schönen Kiesterrassen erhalten, die in der Umgebung von Schwanden an die Talseiten sich anlehnen. Die größte und schönste dieser Kiesterrassen, die Matt, beginnt am Bergsturzrande bei Thon im Niveau von 560 m und erstreckt sich als vollkommen ebene, 400 m breite und 900 m lange Fläche, 30—35 m über der heutigen Talsohle bis dicht vor das Dorf Nidfurn, wo sie durch eine alte Linthserpentine unterbrochen wird. Aufschlüsse längs der Eisenbahnlinie beweisen, daß die Schottermasse, unter jüngern Schuttbildungen verborgen, unter dem Dorfe Nidfurn bis nach Leuggelbach sich fortsetzt. Vielleicht birgt auch die unregelmäßige Terasse, die den nordwestlichsten Teil des Dorfes Luchsingen trägt, noch einen Rest der Schottermasse in sich.

Auf der rechten Talseite finden wir über dem Südrande von Schwanden drei übereinanderliegende Terrassen, deren mittlere den „Bühlhof“ (560 m) trägt und deren oberste, der „Oberbühl“ (590 m) das Reservoir für die Wasserversorgung von Schwanden enthält. Daß die Stauschottermasse auch ins Sernftal hineinreichte, beweisen zwei kleine, auf dem rechten Ufer des Niederenbaches liegende, durch jüngere Schuttablagerungen etwas veränderte Kiesböden, besonders aber drei sehr deutliche Terrassen, deren Schottermassen den südlichen Teil der Rinne zwischen der Bergsturzbrandungswelle bei Sool und dem benachbarten Verrucanohang ausgefüllt haben. Die oberste derselben trägt den südlichsten Teil von Sool und liegt in gleicher Höhe mit dem Oberbühl. Bei einer Fundamentgrabung im Jahre 1895 überzeugte ich mich, daß sie tatsächlich aus geschichtetem Sernfkies besteht. Ein Rest des höchsten,

durch diese oberste Terrasse von Sool und den Oberbühl bezeichneten Staubodens ist vielleicht auch die dem Bergsturzrande aufliegende Terrasse von Unter-Däniberg.

Die Vermutung liegt nahe, der Bergsturz habe Linth und Sernf zu einem großen See aufgestaut, der dann im Laufe der Zeit durch die Stauschotter ausgefüllt wurde. Nun konnte man allerdings seinerzeit am Südende der Kiesgrube an der Südostecke der Terrasse Matt beobachten, daß die Kiesschichten etwa 30° steil nach Norden fallen, also Deltastruktur besitzen, wie sie für die Kiesablagerung in einem stehenden Gewässer charakteristisch ist. Der in noch mindestens 20 m Mächtigkeit darüber liegende Schotter ist jedoch horizontal geschichtet. Auch in den übrigen, freilich nur spärlichen Aufschlüssen liegen die Kiesschichten annähernd horizontal. Es scheint also, daß kein großer, oberirdisch abfließender Bergsturzsee vorhanden war und daß die Bergsturzmasse lediglich als Staufilter für die Geschiebe von Linth und Sernf wirkte, ihr Wasser dagegen unterirdisch abfließen ließ und sie nur lokal zeitweilig zu einem mäßig großen Weiher aufstaute.

Als die Geschiebeaufschüttung bei Schwanden die Sohle des Wellentales erreicht hatte, das die Bergsturzoberfläche schon von Anfang an zwischen Schwändi und der Brandungswoge von Sool aufwies, konnte die Linth über den Bergsturz hinwegfließen. Dabei spülte sie im Laufe eines langen Zeitraumes aus dem Schuttberge die verhältnismäßig schmale und mäßig tiefe Talrinne heraus, in der sie heute noch fließt. Am kräftigsten ist sie bei Schwanden, zwischen dem Föhnen und dem Hügel von Bänzigen, ausgebildet. Ihr Boden ist dort etwa 200 m breit und ihr rechtsseitiges Steilufer reicht am Föhnen etwa 150 m über den Talboden empor. In dem Maße, wie die Erosionsrinne im Bergsturz sich vertiefte, schnitten Linth und Sernf sich auch in die Stauschottermasse ein und modellierten dabei die oben besprochenen Kiesterrassen als Reste der einst einheitlichen, von einer Talwand zur andern reichenden Geschiebeaufschüttung.

4. Moränen auf dem Bergsturz. In allen Schuttgruben des Bergsturzgebietes, ebenso in den frischen Auf-

schlüssen, die beim Bau des Rütisträßchens und des Sträßchens zwischen Mühlefuhr und Uschenriet entstanden sind, sieht man, daß die graue Bergsturzbreccie von einer Schuttbildung anderer Natur überdeckt wird, von einer mehr oder weniger dicken Schicht brauner, lehmiger Erde, in welche teils eckige Trümmer, teils Geschiebe in allen Stadien der Rundung und mannigfaltiger Gesteinsarten eingestreut sind. Die aus Malmkalk bestehenden Geschiebe sind oft vorzüglich poliert und mit fein gravierten Gletscherkritzen bedeckt. Neben dem Malmkalk, der das Hauptmaterial dieser Schuttdecke bildet, sind besonders Geschiebe aus rotem Sernifit und graugrünem Flyschsandstein reichlich vertreten. Material und Struktur der Schuttdecke beweisen, daß es sich um Moräne handelt, die vom Linthgletscher der Eiszeit auf das Trümmerfeld des Bergsturzes abgelagert worden ist. Der Bergsturz ist also vor dem Ende der Eiszeit niedergegangen; der Linthgletscher ist bei seinem letzten großen Vorstoß noch über ihn hinweggeschritten.

Der Gletscherschutt überzieht alle Teile der Bergsturzmasse, sowohl das Gebiet bei Glarus und Ennenda, wie auch die Umgebung von Schwändi und den Soolerhügel mit einer fast zusammenhängenden Decke. Auch dort, wo die Oberfläche ganz von dem Malmblockwerk des Bergsturzes gebildet zu sein scheint, wie in dem Waldgebiet zwischen Rüti und Schweizerhaus, findet man doch vereinzelte erratische Sernifitblöcke und in der Humusschicht zwischen den aufragenden Bergsturzblöcken häufig gerundete Verrucano- und Flyschsandsteingeschiebe als Zeugen der einstigen Uebergletscherung. Die Moränendecke ist meistens kaum 1 m, oft nur 10—30 cm dick. An manchen Stellen aber schwillt sie auf über 10 m Mächtigkeit an. Südlich von den Häusern vom Hohlenstein sieht man sie in 4—6 m Mächtigkeit die Bergsturzbreccie bedecken; ebenso mächtig ist sie im „Steinloch" beim Schützenhaus Glarus, noch mächtiger in der großen Schuttgrube beim Horgenberg. Besonders kräftig ist sie an den Ufern des Lintheinschnitts zwischen Mitlödi und Mühlefuhr ausgebildet. Südlich und westlich von Mühlefuhr besteht das 20—25 m hohe linksseitige Steilufer der Linth meistens ganz aus Moräne mit prachtvoll polierten und gekritzten Geschieben.

Die Moränen auf dem östlichen Teil des Bergsturzes, also auf dem Soolerhügel, und auf der Hügelmasse beim Uschenriet und bei Ennenda, sind sehr reich an Sernifit und Rötidolomit, die der Sernfgletscher aus dem südlichen Teil der Schiltgruppe hertransportiert hat. Auffallend ist, daß auch zwischen Glarus und den Bergwiesen von Rüti, wo man vor allem Gesteine aus den Bergen auf der Westseite des Linthtales erwarten sollte, die grobkörnigen Sernifite aus dem Schilt- und Gandstockgebiet sehr häufig sind. Vielleicht darf man daraus schließen, daß der Gletschervorstoß, der die Moränen auf dem Bergsturz abgelagert hat, hauptsächlich durch die Eismassen aus dem Sernftal gespiesen wurde. Daß damals auch der Guppenfirn, der heute auf einen kleinen Hängegletscher zusammengeschrumpft ist, als großer Gletscher gegen Schwändi hinunterstieg, beweist der schöne, wohl 500 m lange Moränenwall, auf dem die Hütte von Mittelguppen steht.

Der Gletschervorstoß, der die Moränen auf dem Bergsturze ablagerte, hat seine Spuren auch im Gebiete der Staukiesterrassen südlich von Schwanden hinterlassen. Die wellige Terrasse, die sich an den Südrand der Matt anlehnt, das Dorf Nidfurn trägt und südlich von Leuggelbach auf die Talsohle hinuntersteigt, besteht an ihrer Oberfläche aus Moräne des Linthgletschers. Man überzeugt sich davon in manchen Aufschlüssen in der Umgebung von Nidfurn, namentlich in der jetzt verlassenen Lehmgrube dicht nördlich von der Station Nidfurn, wo man eckige und gerundete Blöcke und geschrammte Geschiebe in Glaziallehm eingebettet findet. Früher konnte man sehen, daß dort am Südende der Kiesgrube am „Haltenrain“ die Moräne auf den aberodierten Schichtköpfen der nordwärts fallenden Stauschotter ruht. Sehr lehrreich sind auch die Aufschlüsse in der Kiesgrube am „Bönigerrain“ neben der Eisenbahnlinie zwischen Nidfurn und Leuggelbach, wo über der etwa 20 m hohen leicht verkitteten Stauschottermasse eine 2 m dicke Moränendecke mit vorzüglich polierten und gekritzten Geschieben liegt.

Diese Tatsachen beweisen, daß der letzte Vorstoß des Linthgletschers nicht kurz nach dem Bergsturz eintrat, sondern erst, nachdem die hinter dem Bergsturzwall liegende Talmulde

mit Flußgeschiebe ausgefüllt war und Linth und Sernf sich bereits wieder bis auf das heutige Niveau oder sogar unter dasselbe in die Staukiesmasse eingesägt hatten. Es wird nun auch die tiefe Lage der Moränen, die wir zwischen Mitlödi und Mühlefuhr an den Linthufern angetroffen haben, verständlich. Sie ruhen offenbar größtenteils nicht auf der ursprünglichen Bergsturzoberfläche, sondern sind in die aus dem Bergsturz herausgeschnittene Talrinne abgelagert und später von der Linth wieder durchschnitten worden. Auch die mächtigen Moränenmassen des alten Niederentalgletschers, die zu beiden Seiten des Schuttkegels des Niedernbaches die Abhänge von Gandstock und Bühlstock bedecken, sind jünger als die Staukiesterrassen, da sie bis auf die heutige Talsohle hinunterreichen.

5. Moräne unter dem Bergsturz. Im „Steinloch", südlich vom Schützenhaus Glarus, tritt am Boden der Schuttgrube unter der hellgrauen Korallenkalkbreccie, die als Straßenschotter ausgebeutet wird, braune, sandige, an gerundeten und gekritzten Geschieben reiche Grundmoräne in Form von unregelmäßigen Streifen zu Tage, die in die Bergsturzmasse hinaufragen und auch einzelne abgetrennte Fetzen derselben umhüllen. Man kann sich die Erscheinung kaum anders als durch die Annahme erklären, daß die alte Grundmoräne ,die schon vor dem Bergsturz im Talgrund von Glarus lag, durch den Bergsturzschuttstrom wie durch eine Pflugschar aufgeschürft wurde und so in das Innere der Bergsturzbreccie hineingelangte. Sie ist deutlich verschieden von der auf dem Bergsturz liegenden Moränendecke. Während letztere eine blockreiche Obermoräne mit nur spärlichen gekritzelten Geschieben ist und ihr Material wohl größtenteils von der Bergsturzoberfläche bezogen hat, herrscht in der liegenden Grundmoräne gerundetes und gekritztes Material vor, und die Gesteine der südlichen Glarneralpen, roter und grüner Verrucano, Melaphyr vom Gandstock, Taveyannaz- und gewöhnliche Flyschsandsteine und Nummulitenkalk, sind darin reichlich vertreten.

Vom Talgrund aufgepflügte und zwischen die Bergsturzbreccie hineingeknetete Grundmoräne konnte man früher auch in der Schuttgrube bei der chemischen Fabrik am Südrande von

Ennenda sehen, und in jüngster Zeit kommen auch am Grunde der Schuttgrube an der Hohlensteinstraße, unterhalb der chemischen Fabrik Schweizerhaus, innerhalb der feinsplitterigen Troskalk-Bergsturzbreccie Streifen und Nester von brauner, lehmiger Grundmoräne mit gekritzten Geschieben zum Vorschein. Auch sie muß, wie die Verrucano- und Flyschsandsteingeschiebe, die man in der Bergsturzbreccie neben dem Nordende der Druckfabrik Hohlenstein sieht, durch den Bergsturz vom Talgrund aufgeschürft worden sein. Alle diese Vorkommnisse sprechen deutlich dafür, daß wir uns hier am Südende von Ennenda, im Hohlenstein und beim Schützenhaus Glarus nahe am Nordende der Bergsturzablagerung befinden, ebenso dafür, daß der moränenbedeckte Talgrund, über den der Bergsturz hinwegfuhr, nicht tief unter dem heutigen Talboden lag.

Es ist klar, daß die Staukiesmasse hinter dem Bergsturze nur während eines Zeitabschnittes abgelagert werden konnte, da kein Gletscher im Linthtale lag. Sie vermag einiges Licht auf die Frage zu werfen, wie lange wohl jene eisfreie Periode gedauert haben mag, in der der Bergsturz sich ereignete und die Stauschotter aufgeschüttet und dann wieder durchtalt wurden. Die Vermessungen des Linthdeltas im Walensee haben ergeben, daß die Linth in der Gegenwart jährlich 60 bis 80 000 m^3 Geschiebe in den See hineinführt. In der Diluvialzeit, da der Mensch noch keine Runsen verbaute, zumal kurz nach einer Vergletscherung, da die Bergwände morsch geworden und alle Schluchten und Seitentäler mit Moränen erfüllt waren, mag die Geschiebeführung wesentlich größer gewesen sein. Wir wollen annehmen, Linth und Sernf haben damals schon bei Schwanden jährlich 80 000 m^3 Geschiebe transportiert. Wenn die Geschiebeaufschüttung im Staubecken bei Schwanden bis zu 590 m hinaufreichte, so muß sie nach meiner Berechnung ein Areal von mindestens 4,5 km^2 bedeckt und einen Inhalt von mindestens 185 Millionen m^3 gehabt haben. Bei einer jährlichen Zufuhr von $80\,000^3$ waren zur Ablagerung dieser Geschiebemassen etwa 2300 Jahre nötig. Nachher hat die Linth wieder mindestens vier Fünftel dieser Kiesmasse fortgeschwemmt, gleichzeitig aber auch die Geschiebemassen, mit denen sie beim Betreten des Staubodens bereits beladen war,

weiter transportieren und überdies sich 10—50 m tief in den 5 km langen Bergsturzhaufen einschneiden müssen. Diese gewaltige Erosionsarbeit erforderte gewiß einen mindestens so langen, eher noch einen beträchtlich längern Zeitraum als die Aufschüttung der Kiesmasse. Wir dürfen also annehmen, daß zwischen dem Bergsturz und der letzten Vergletscherung, welche die Moränen auf dem Trümmerfelde ablagerte, eine eisfreie Zwischenzeit von mindestens 5000—7000 Jahren lag. Vielleicht war dies die letzte Interglazialzeit, vielleicht auch nur die Zwischenzeit zwischen zwei großen Gletschervorstössen, die auf die letzte Haupteiszeit folgten (Interstadialzeit zwischen Bühl- und Gschnitzstadium).

6. Bachschuttkegel im Bergsturzgebiet. Die Veränderungen, welche die Bergsturzlandschaft zwischen Glarus und Schwanden seit dem Ende der Eiszeit erlitten hat, beschränken sich fast ganz auf Wirkungen der von den beiden Talseiten, namentlich vom Glärnisch kommenden Wildbäche. Der wichtigste derselben, die Guppenrunse, hat zwischen Guppen-Unterstafel und Schwändi eine ziemlich tiefe Rinne in den Bergsturz eingeschnitten und mit ihren Geschieben südlich vom heutigen Dorfe eine breite Vertiefung in der Bergsturzoberfläche ausgefüllt. Lange Zeit floß sie aus der Gegend von Ennetecken südwärts und vereinigte sich beim heutigen Schwanden mit der Linth. Während jener Zeit lagerte sie den großen Schuttkegel ab, auf dem Thon und der ganze links der Linth liegende Teil des Dorfes Schwanden stehen. In viel späterer, wahrscheinlich aber doch noch vorhistorischer Zeit, fand der auf seinem Schuttkegel hin- und herwandernde Wildbach östlich von Schwändi einen Ueberlauf über die Bergsturzmasse und fließt nun seither direkt nach Osten. Er hat hier eine etwa 10 m tiefe Rinne in den Bergsturz eingegraben und auf dem Talboden zwischen dem Kalkofen bei Schwanden und dem Südrand von Mitlödi einen neuen großen, prachtvoll fächerförmigen Schuttkegel abgelagert.

Zwischen Schwändi und Glarus haben die Hanslirunse, Hetschisrunse, Jägerrunse und Hofrunse ihre Geschiebemassen über und zwischen das Bergsturzhügelland ausgebreitet. So stoßen wir hier auf eine fast ununterbrochene Folge von

Schuttkegeln, die vom Fuße des Vorderglärnisch immer weiter auf die Bergsturzfläche hinausgewachsen sind. Schon aus der Ferne heben sie sich durch ihre gleichförmig geneigte, glatte Oberfläche und ihre Wiesenbedeckung von den blockbestreuten, hügeligen und meistens bewaldeten Bergsturzmassen ab. Dazu gehören der breite Schuttkegel der Hanslirunse bei Lassingen und zwischen Mitlödi und Horgenberg, das Wiesengelände von Faden, Schönau und Rüti als Ablagerung der Hetschisrunse, die Wiesen von Großrüti im Gebiet der Jägerrunse und das Wiesengelände südlich vom „Steinloch" und östlich von den Haltengütern bei Glarus als Ablagerungsgebiet der Hofrunse.

Sehr deutlich hat der Wechsel von steileren und flacheren Partien der Bergsturzoberfläche die Ablagerung dieser Runsenschuttkegel beeinflußt. Wenn jeweilen die Unebenheiten einer Bergsturzterrasse durch den Runsenschutt ausgeglichen waren, überschritt die Runse ihren äußern Rand und legte auf der nächst tiefern Terrasse einen neuen Schuttkegel an. So zeigt der Schuttkegel der Hanslirunse eine deutliche Zweiteilung. Der obere Teil breitet sich in der Gegend von Lassingen und Mettlen aus, der untere Teil beginnt bei Geißrüti, trägt das Dorf Mitlödi und dehnt sich nordwärts bis Horgenberg aus. Die Hetschisrunse hat sogar drei bis vier stufenförmig übereinanderliegende Schuttkegel gebildet. Die Jägerrunse schüttete ihren größern und ältern Schuttkegel auf Großrüti, einen kleineren, jüngern viel tiefer unten südlich und westlich vom Leimen auf. Bei diesem stufenweisen Vordringen hat bis jetzt einzig die Hansliruns die Linth erreicht. Die übrigen Runsen, die nur zeitweise Wasser führen, versiegen völlig auf ihren Ablagerungen und in ihrer Bergsturzunterlage.

Auf der östlichen Talseite haben Milchbach und Tiefenruns die breite Mulde zwischen dem Bergsturzrande und der östlichen Talwand mit einem flachen Schuttkegel ausgefüllt, auf dem die Wiesen des Uschenrietes und des Hüsligutes liegen.

Wie einst die Bäche, ungehindert durch Eingriffe des Menschen, ihren Lauf auf den Schuttkegeln häufig verlegten, davon zeugen heute noch zahlreiche verlassene Bachrinnen.

Ich erwähne ein ganzes System von Bachrinnen nördlich von Lassingen, einen in verkittete Bergsturzbreccie eingeschnittenen toten Lauf der Hanslirunse zwischen Lassingen und Mitlödi, eine ganze Reihe alter Mündungsrinnen dieser Runse bei Achern nördlich von Mitlödi, eine scharf in den Bergsturz eingeschnittene alte Mündungsrinne des Milchbaches westlich vom Uschenriet.

b) Die Bergstürze im Ausgange des Klöntales.

1. Gliederung der Bergsturzlandschaft.

Im Innern der Stadt Glarus, an ihrem Nord- und Westrande und ebenso bei Netstal steigen eine ganze Anzahl von kleinern und größern Hügeln aus den jungen Flußanschwemmungen empor. Eine ganze Kette von Hügeln zieht sich vom Bergli westwärts bis nach Untersack hinauf, und westlich davon legt sich der Sackberg als ein breiter mächtiger Damm quer über das Klöntal. In den natürlichen und künstlichen Aufschlüssen, in denen die innere Struktur dieser Hügelmasse bloßgelegt ist, zeigt sich annähernd dasselbe Bild, wie in den Aufschlüssen des Guppensturzes. Ueberall finden wir die Hügelmasse aus eckigen, scharfkantigen, fest ineinander gekeilten, oft durch Kalksinter wieder verkitteten Brocken und Splittern aufgebaut und die Lücken zwischen den größern Trümmern durch Zerreibungspulver ausgefüllt. Man kann sich hievon aufs beste an den Abhängen des Löntscheinschnitts, z. B. am rechten Ufer hinter der Löntschtobelbrücke und am Faulenkopf, überzeugen. Aufs schönste ist die Trümmerstruktur des Sackberges auch durch die neue Sackbergstraße zwischen Bärschirüti und Schleipfen aufgeschlossen worden. Alle Aufschlüsse beweisen, daß der Sackberg und die Hügel bei Glarus und Netstal weder anstehender Fels noch Moräne, sondern eine Bergsturzmasse sind.

Wo mögen diese Sturzmassen abgebrochen sein? Lage und Gruppierung der Trümmerhügel von Glarus und Netstal deuten darauf hin, daß ihr Herkunftsgebiet im Klöntal zu suchen ist. Früher wurde etwa die Ansicht geäußert, sie seien mit dem ganzen Sackberg aus dem Gleiter, der großen Nische zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli, herausgerutscht.

Die in den Jahren 1894/95 durchgeführte genauere Untersuchung des Gebietes hat jedoch ergeben, daß die Bergsturzlandschaft zwischen dem Klöntalersee, Glarus und Netstal die Ablagerung zweier großer Bergstürze darstellt, von denen der ältere am Glärnisch, der jüngere an der Ostseite des Deyenstocks abgebrochen ist.

Die Grenze der beiden Bergsturzgebiete ist auf der Oberfläche des Sackberges sehr deutlich erkennbar. Es ist hier die kräftig ausgeprägte Terrainfurche, die von der Ebene von Hintersack bis gegen die Hütte von Vodersackberg verläuft und dann gegen den Ostrand der Sackbergoberfläche sich wendet. Von dort läuft die Grenze etwa 200 m weit der Ostkante des Sackberges entlang, steigt dann als deutliche Furche über den steilen Ostabhang gegen den Jugendfestplatz hinunter und läßt sich von hier dem Südrand der Neuen Allmeind entlang bis zum Zaunbühl nördlich vom Bergli verfolgen. Wandern wir von Hintersackberg dieser Grenze entlang nach Glarus hinunter, so beobachten wir zur Rechten stets Blöcke der Dogger- und Malmgesteine, wie sie am Glärnisch anstehend sind, zur Linken aber ausschließlich Trümmer der Kreide- und Eocängesteine, welche das Gebiet von Deyenstock und Blanken aufbauen.

2. *Der Glärnisch-Bergsturz.*

a) Das Ablagerungsgebiet.

Die heute noch sichtbaren Ablagerungen dieses Bergsturzes bilden keinen zusammenhängenden fächerförmigen Schuttstrom, wie diejenigen des Guppensturzes. Ihr ursprüngliches Gesamtbild ist dadurch stark verändert worden, daß ein großer Teil der Schuttmasse durch den spätern Bergsturz vom Deyenstock überdeckt worden ist und daß Linth und Löntsch sie stark durchtalt und in einzelne Hügel aufgelöst haben. Es gehören dazu:

1. Der Sackberg-Hochwald. Er erstreckt sich vom westlichen Teil der Hochwand am Vorderglärnisch etwa 1100 m weit nach Norden und besitzte eine größte Breite von 700 m. Während seine Scheitelfläche ganz nach Art eines großen Bergsturzes ein mit Blöcken bestreutes, unregelmäßiges Ge-

woge von kleinen Hügelchen und Mulden darstellt, fällt er im Osten mit einer sehr regelmäßigen, 35—40° steilen und bis 300 m hohen Böschung gegen die Kehlenrunse ab.

2. Der Hügelzug Sack-Bitziberg. Er läuft vom Jugendfestplatz als Grenzwall zwischen der Neuen Allmeind und dem Tälchen des Strengenbaches bis zum Bergli. Mehrere von der Neuen Allmeind ausstrahlende Tälchen zerlegen ihn in sechs oder sieben einzelne Hügel. Ihre wellige Oberfläche ist ebenfalls mit Felsblöcken aller Dimensionen überstreut. Der größte derselben, der am Südrand der Neuen Allmeind liegende „Meienrieslistein", ist heute noch über 1000 m^3 groß, obschon seinerzeit ein großer Teil davon in die Kalkbrennerei am Bergli gewandert ist. Beim Bau des neuen Reservoirs für die Wasserversorgung Glarus (Frühjahr 1897) konnte man sehen, daß der Hügel zwischen dem Waldschlössli und der Bleicherei, an dessen Westrand das Reservoir liegt, in der Tat aus feinsplitteriger Bergsturzbreccie besteht, die sich noch tief unter die Sohle des Strengenbach-Tälchens fortsetzt.

3. Das Bergli. Es erhebt sich als östliche Fortsetzung der vorhin besprochenen Hügelreihe etwa 100 m hoch über den Talboden von Glarus. Von den Geologen früherer Zeit wurde stets angenommen, es bestehe aus anstehendem Fels, hauptsächlich gestützt auf die Beobachtung, daß in dem Steinbruch am Ostabhang des Hügels der Quintnerkalk eine einheitliche, etwa 55° gegen Nordwesten fallende Schichtung besitzt. Man könnte in dieser Ansicht bestärkt werden, wenn man auf dem gegen das Eichenquartier gerichteten steilen Ostabhang ausschließlich Gesteine findet, die älter sind als Quintnerkalk (Schiltkalk, Eisenoolith, Echinodermenbreccie und Opalinusschiefer des Dogger, Quartenschiefer und Rötidolomit), und zwar in einer Anordnung, die ungefähr mit ihrer natürlichen Reihenfolge im anstehenden Gebirge übereinstimmt. Allein bei genauer Prüfung aller Verhältnisse muß man trotzdem zur Ansicht kommen, daß das Bergli eine Bergsturzmasse ist. Einmal bildet es die natürliche Fortsetzung des Bergsturz-Hügelzuges Sack-Bitziberg, mit dem es die wellige, blockbestreute Oberfläche gemein hat. Sodann ist zu beachten, daß der geschichtete Quintnerkalk im Bergli-Steinbruch von

zahlreichen klaffenden Spalten durchsetzt ist und gegen den obern Rand allmählig in ein wirr gelagertes Blockwerk übergeht. Ferner treten die Dogger- und Triasgesteine am Südabhang nirgends in Form von anstehenden Felsbänken, sondern bloß in Form von Blöcken und kleinen Trümmern zu Tage. Auch am Fuße dieses Abhangs, wo vor einigen Jahren durch die Grabarbeiten für das neue Pfrundhaus auf etwa 40 m Länge eine geschichtete Masse von Rötidolomit, Quartenschiefer und Dogger angeschnitten worden ist, sieht man an einer Stelle mitten zwischen die Doggerschichten, die anstehenden Fels vortäuschen könnten, wirr gelagerte, eckig zersplitterte Doggertrümmer eingeschaltet. Endlich ist bei den Häusern im Steppel am Südwestfuß des Bergli echte, fest verkittete Bergsturzbreccie aufgeschlossen, und ebenso kann noch an andern Stellen, z. B. am Nordende des Bergli, die Trümmerstruktur des Hügels beobachtet werden. Der scheinbar anstehende Fels des Bergli-Steinbruchs stellt eine Schichtmasse dar, welche die Bergsturzbewegung mitgemacht hat, ohne dabei ihren ursprünglichen Zusammenhang zu verlieren.

4. Die isolierten Hügel von Glarus. Es sind dies der Burghügel, der sich am Nordrande der Stadt etwa 30 m über den Talboden erhebt; der Sonnenhügel, der als auffallend regelmäßiger abgestumpfter Kegel etwa 250 m nördlich vom Burghügel aus dem Löntschschuttkegel emporsteigt, und der im südwestlichen Teil der Stadt liegende Rain oder Iselirain. Vor dem Brande von Glarus (1861) setzte sich letzterer noch im Tschudirain nach Nordosten fort. Um einen ebenen Baugrund für die neue Stadt zu gewinnen, wurde dieser langgestreckte Tschudirain im Jahre 1861 vollständig abgetragen.

Wenn auch heute an den Hügeln keine größern Aufschlüsse vorhanden sind, so kann doch an ihrer Bergsturznatur nicht gezweifelt werden. Man sieht an ihrer Oberfläche nirgends eine Felsbank, wohl aber viele eckige Malm- und Doggerblöcke zu Tage treten. In den kleinen Steinbrüchen, die bis um die Mitte des vorigen Jahrhunderts auf der Ostseite des Burghügels und am Westende des Sonnenhügels geöffnet waren, bildete nach dem Berichte von Augenzeugen der Fels ein

unregelmäßiges zerklüftetes Blockwerk. Nach dem schriftlichen Berichte von Dr. Niklaus Tschudi,[1] der zur Zeit des großen Brandes Gemeindepräsident von Glarus war, bestand der Tschudirain nicht, wie man gehofft hatte, aus Fels, der die Bausteine für den Wiederaufbau von Glarus hätte liefern können, sondern größtenteils aus „zermalmtem Kalkstein, Geschiebe und nagelfluhartigem Geröll", so daß die Gemeinde genötigt war, um große Kosten Liegenschaften (zwischen Burghügel und Sonnenhügel) zu erwerben, um dort das nutzlose Material ablagern zu können. Viele Augenzeugen der Abtragung des Tschudirains bestätigten mir, daß in dem Hügel größere Partien zersplitterten Kalksteins mit einem Gemisch von Lehm, eckigen Trümmern und runden Geschieben vielfach abwechselten. Diese Berichte lassen es als wahrscheinlich erscheinen, daß der Tschudirain ein Gemisch von Bergsturzbreccie mit Moräne war.

Im Jahre 1896 sah ich bei Grabarbeiten in der untern Kirchenstraße, deren Untergrund aus Material des Tschudirains besteht, unter dem ausgehobenen Schutte in der Tat zahlreiche glazial gerundete und gekritzte Geschiebe, darunter neben Malmkalk graugrüne Flyschsandsteine und Verrucano. Ferner sah ich im Jahre 1897 anläßlich der Fundamentgrabung für eine Neubaute am Nordende des Burghügels, daß das dort abgelagerte Material des Tschudirains viele mit Gletscherkritzen versehene Malmgeschiebe, in Menge aber auch eckige Malm- und Doggertrümmer enthält, die zum Bergsturzschutt gehörten. Der einstige Tschudirain, der offenbar dem Randgebiete des Glärnisch-Bergsturzes angehörte, schloß also Moränenreste ein, die wahrscheinlich durch den Bergsturz vom alten Talgrund aufgeschürft worden waren.

5. Der Hügel von Ennetbühls. Der 500 m lange und etwa 50 m hohe, an den Fuß des Schilt angelehnte Hügelzug, der mit dem Weinberg bei Sturmingen beginnt, in einer Einsenkung den ältesten Teil von Ennetbühls trägt und gegenüber dem Burghügel am rechten Linthufer endigt, könnte auf den ersten Blick als eine Seitenmoräne des alten Linthglet-

[1] N. Tschudi, Glarus vor, während und nach dem Brande. Glarus 1864. Pg. 67.

schers, vielleicht auch als eine vom Schilt abgerutschte Felsmasse betrachtet werden. Die leider nur spärlichen Aufschlüsse beweisen aber, daß er wie die Bergsturzhügel von Glarus aus eckigen Malm- und Doggertrümmern besteht. Er gehört also ebenfalls zum Ablagerungsgebiet des Glärnisch-Bergsturzes. Er stellt die auf den Schilt aufgeprallte Brandungswoge dieses Bergsturzes dar. Beim Weinberg und besonders am Nordende des Hügels ist der Wellenkamm der Brandungswoge noch deutlich erhalten geblieben.

6. Die Hügel bei Netstal. Die beim Weiler Leuzingen aus dem Löntschschuttkegel auftauchende, etwa 25 m hohe „Bürglen", der „obere Bühl", der im nördlichsten Teile des Dorfes Netstal über die Linthkiesebene sich erhebt, der westlich vom Dorfe liegende „Forrenbühl" und ein kleiner, daneben liegender, bloß 3—4 m hoher Hügel, endlich der „untere Bühl", der 400 m nördlich vom obern Bühl westlich von der Straße nach Näfels aus der Linthebene emporsteigt, erinnern in allen ihren Erscheinungen an die Bergsturzhügel von Glarus. Die am Nordabhang des obern Bühl geöffnete Schuttgrube und kleine Entblößungen an den übrigen Hügeln beweisen, daß auch sie aus einer scharfkantigen, teilweise durch Kalksinter fest verkitteten Bergsturzbreccie aufgebaut sind. Die Bürglen und der obere Bühl bestehen zum größten Teil aus Quintnerkalk, während in den übrigen Hügeln Schiltkalk und Doggersteine vorherrschen. Diese Trümmerhügel können ihren Ursprung nicht an den hohen Wänden des Wiggis haben, da Schiltkalk und Dogger, die an ihrem Aufbau reichlich beteiligt sind, dort oben nicht anstehend sind, sondern erst im Sockel des Wiggis zwischen Grundkopf und Butziruns vorkommen. Sie müssen auch zum Glärnischsturz gehören, da sie aus denselben Gesteinen bestehen, wie der Sackberg-Hochwald und die Bergsturzhügel bei Glarus.

7. Die Malmbreccien im Löntscheinschnitt. Am rechten Löntschufer ist dicht hinter der Löntschtobelbrücke auf etwa 200 m Länge eine durch viele herausgewitterte kleine Höhlen auffallende Schuttbildung entblößt, die im obern Teil aus Kreidetrümmern des jüngern Deyen-Bergsturzes, im untern Teil aber aus einer feinsplitterigen, verkitteten Quintner-

kalkbreccie besteht, die nicht zum Deyensturz gehören kann. Von gewöhnlicher Bergsturzbreccie unterscheidet sie sich dadurch, daß die Trümmer zu deutlichen Schichten angeordnet sind. Dieselbe geschichtete, feinsplitterige Malmbreccie tritt talauswärts auf beiden Löntschufern noch an mehreren Stellen zu Tage, so an zwei Stellen längs des Weges auf dem rechten Löntschufer, ferner am Grunde einer Kiesgrube im Schlettli westlich vom Staldengarten und am Löntschufer in der Nähe der ehemaligen Weberei Aueli. Ihrer Schichtung wegen könnte man sie als anstehender, aber bei der Gebirgsfaltung innerlich zertrümmerter Fels, als eine Dislokationsbreccie betrachten. Aus manchen Gründen, die aber hier aus Raummangel nicht näher erläutert werden können, bin ich jedoch der Ansicht, daß sie zu den Resten des Glärnischsturzes gehören und unter dem Kreideblockwerk des Vordersackbergs und unter der Neuen Allmeind mit den Bergsturzmassen des Hochwaldes zusammenhängen. Die schichtweise Anordnung der Trümmer ist vielleicht eine während der Bergsturzbewegung entstandene Fluidalstruktur, wie sie auch in andern großen Bergstürzen (z. B. am Föhnen bei Schwanden, im alten Bergsturz von Flims) beobachtet wird.

8. Der Bergsturzrest auf dem Grundkopf. Der Felskern des Grundkopfs an der Südostecke des Wiggis wird auf dem Scheitel und auf dem Westabhang von einem Trümmerwerk bedeckt, das aus lauter eckigen, zum Teil recht großen Felsblöcken besteht und eine auffallend unregelmäßige Oberfläche besitzt, wie sie großen Bergstürzen eigen ist. Die Trümermasse besteht zum größten Teil aus Quintnerkalk, ist aber auch reich an Schiltkalk und Dogger, wie die vorher besprochenen Bergsturzhügel, und gehört daher offenbar auch zum Ablagerungsgebiet des Glärnischsturzes.

Rätselhafte Gesteine des Glärnischsturzes. In fast allen Teilen des Ablagerungsgebietes des Glärnischsturzes findet man neben den vorherrschenden Malm- und Doggersteinen Blockgruppen und ganze Schwärme von Triasgesteinen, nämlich Rötidolomit, rote und grünliche Quartenschiefer und weiße Quarzite, wie sie im untern Teil der Quartenschiefer vorkommen. So findet man auf dem Scheitel des Sack-

berg-Hochwaldes einen Schwarm der weißen Quarzite und daneben Blockgruppen von Rötidolomit und roten Quartenschiefern. Am Abhang des Bergli gegen das Eichenquartier trifft man neben allen möglichen Triasgesteinen einen großen Schwarm von Rötidolomitblöcken. Am Sonnenhügel sind auch alle diese Triasgesteine vertreten, und auch dem Forrenbühl und untern Bühl bei Netstal fehlen sie nicht. Auf dem Grundkopf liegen zwischen den Malm- und Doggertrümmern auch einige rote Quartenschieferblöcke. Aus der Beschreibung von Dr. Niklaus Tschudi über die Abtragung des Tschudirains darf man schließen, daß auch dort ein Schwarm der weißen Quarzite der Quartenschiefergruppe vorhanden war.

Diese Triasgesteine sind als Bestandteile der Bergsturzmasse sehr rätselhaft, weil heute am ganzen Nordabhang des Glärnisch keine Gesteine anstehend sind, die älter sind als Dogger. Man kann auch unmöglich annehmen, sie seien durch die diluvialen Gletscher an ihren jetzigen Standort getragen worden. Der Gletscher des Klöntales konnte keine Triasgesteine auf dem Sackberg ablagern, da in seinem ganzen Einzugsgebiete keine Trias vorkommt. Auch der Linthgletscher kann nicht als Transportmittel in Betracht kommen, da sonst keine Spuren seiner Anwesenheit auf dem Sackberg vorhanden sind. Auch die Triasgesteine der Hügel bei Glarus und Netstal können nicht als Erraticum erklärt werden, da sie fast immer in Gruppen und Schwärmen auftreten und mit echtem Bergsturzmaterial vergesellschaftet sind, während gleichzeitig die Leitgesteine der Linthmoränen, Sernifit und Flyschsandstein, in ihrer Nähe fehlen. Es bleibt nichts anderes übrig, als anzunehmen, daß einst am Nordabhang des Glärnisch unter dem Dogger der Axendecke noch eine ausgedehnte Linse von Triasgesteinen anstehend war, dann aber durch Absturz mit dem Bergsturz dort gänzlich verschwunden ist.

b) Abrißgebiet des Glärnischsturzes.

Wenn auch kein Zweifel darüber bestehen kann, daß die besprochenen Bergsturzmassen vom Glärnisch stammen, so kann doch nicht mit Sicherheit die Stelle bezeichnet werden, wo der Bergsturz abgebrochen ist. Es liegt zwar nahe, den

mächtigen, trichterförmigen Felsenzirkus der Gleiterschlucht zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli als Ausbruchsnische anzusehen. Allein gegen diese Ansicht erhebt sich das Bedenken, daß ja der Sackberg-Hochwald durchaus nicht aus dieser Nische herauswächst, sondern stark seitlich davon liegt und an die Hochwand des Vorderglärnisch sich anlehnt. Mit der Annahme, der Bergsturz könnte sich von der Nordwand des Vorderglärnisch abgelöst haben, will sich die Tatsache nicht wohl vereinigen lassen, daß an dieser Wand keine den großen Dimensionen des Trümmerstromes entsprechende Nische zu sehen ist. Ich habe mich früher schließlich für die Ansicht ausgesprochen, die Gleiternische sei als Ausbruchsnische zu betrachten; allein ich halte auch heute noch die Frage nicht für endgültig entschieden.

c) Sturzbewegung und Dimensionen des Bergsturzes.

Ob die Sturzmasse von der Gleiternische oder von der Nordwand des Vorderglärnisch ausging, in beiden Fällen müssen wir aus ihrer Lage im Talgrunde schließen, daß sie zunächst nordwärts quer über das Klöntal stürzte, wobei ihre Stirne auf die Felsterrasse am Nordfuß der Büttenenwand aufprallte und ein Teil der Trümmer auf dem Scheitel des Grundkopfs liegen blieb. Durch den Wiggisfuß nach Osten abgelenkt, strömte die Masse talauswärts, das Klöntal in seiner ganzen Breite erfüllend, wobei der südöstliche Teil bei Ennetbühls auf den Fuß des Schilt aufstieß, während der nördliche Teil fächerförmig nach Norden abbog und durch das Linthtal hinausflutete, bis die Spitze des Schuttstromes etwa 0,5 km nördlich vom heutigen Netstal zur Ruhe kam. Die Mittellinie des Trümmerstromes ist etwa 6,5 km lang. Der Bergsturz mag nach meiner Berechnung ursprünglich ein Areal von rund 8 km^2 bedeckt und einen Inhalt von 750—800 Millionen m^3 gehabt haben.

d) Alter des Bergsturzes.

Fast auf allen Teilen des Glärnischsturzes findet man Grundmoräne, bestehend aus Glaziallehm mit eingebackenen eckigen Steinen und mehr oder weniger gerundeten und oft

gekritzten Geschieben. Es ist also auch der Glärnischsturz noch von den Gletschern der Eiszeit überflutet worden. Grundmoräne mit gekritzten Geschieben liegt z. B. auf dem südlichsten Teil des Sackberg Hochwaldes, dort, wo seine Ostkante an den Vorderglärnisch anstößt. Ferner ist sie durch die neue Sackbergstraße kurz vor ihrem Eintritt in die Ebene von Hintersack aufgeschlossen worden. Die bis 8 m mächtige braune Schuttdecke auf dem Malmblockwerk der beiden Steinbrüche am Bergli ist Grundmoräne mit vielen prächtig polierten und gekritzten Geschieben. In den Steinzäunen auf dem Bitziberg findet man eine Menge gut gerundeter Geschiebe, die vom Gletscher des Klöntals abgelagert worden sind und eine Sammlung aller möglichen Gesteine des Klöntales darstellen. Auf den meisten der Bergsturzhügel bei Glarus und Netstal liegen kleine Reste einer Schuttbildung mit Geschieben, die als Grundmoräne betrachtet werden darf. Die Moränendecke ist jedoch lange nicht so ausgedehnt und im allgemeinen weniger mächtig, als im Gebiet des Guppensturzes. Es gibt weite Gebiete, wo man keine Spur von Gletscherschutt finden kann. Bemerkenswert ist ferner die Tatsache, daß nicht nur den Moränen auf dem Sackberg das Linthgletschermaterial gänzlich fehlt, sondern auch noch die Moränen auf dem Bergli fast bloß aus Gesteinen des Klöntals bestehen und die Leitgesteine des Linthgletschers, Verrucano und Flyschsandsteine, nur spärlich enthalten. Der Seitengletscher aus dem Klöntal muß also damals, als die Grundmoräne abgelagert wurde, bei Glarus dem Linthgletscher gegenüber siegreich das Feld behauptet haben.

Daß bereits Moränen im Grunde von Klöntal und Linthtal lagen, als der Bergsturz niederging, dafür sprechen die früher erwähnten Beobachtungen bei der Abtragung des Tschudirains. Vor 25 Jahren konnte man auch in einer Entblößung am Fuße des Forrenbühl bei Netstal unter der Bergsturzbreccie einen Streifen Grundmoräne mit Geschieben aus Malm, Kreide, Verrucano und Flyschsandstein und mit Gletscherkritzen beobachten. Wahrscheinlich handelte es sich auch hier um Grundmoräne, die durch den Bergsturz vom Talgrunde aufgeschürft worden war. Der Glärnischbergsturz ist also ebenfalls inter-

glazial oder interstadial, wie der Sturz von Guppen. Die Tatsache, daß er in viel höherem Masse der Zerstörung und Wegspülung anheimgefallen ist, als der Guppensturz, berechtigt vielleicht zu der Annahme, daß er weit älter ist als jener. Er ist vielleicht schon zu Beginn der letzten Interglazialzeit niedergegangen.

3. Der Bergsturz aus der Deyenkette.

a) Die Ausbruchsnische.

Der zweite der großen Bergstürze, die den Sackbergriegel aufbauen, ist seines jugendlicheren Alters wegen in allen seinen Verhältnissen viel klarer und leichter verständlich, als der alte Glärnischsturz.

Blicken wir von der Schwammhöhe aus zum Wiggis hinüber, so sehen wir, wie der Bergsturzschutt wie ein mächtiger Schuttkegel oberhalb Schletterberg an die niedrige Felsstufe sich anlehnt, die den westlichen Teil der Büttenenwand mit dem Sockel des Deyenstocks verbindet, und sogleich muß sich uns die Ueberzeugung aufdrängen, daß die über dieser Felsstufe liegende breite, flach muschelförmige Hohlform, in der die steilen Wildheuflächen von Blanken liegen, das Abrißgebiet des Bergsturzes darstellt. Aus dieser Nische heraus ist ein ganzer Berg, die östliche Fortsetzung des Deyenstocks, ins Klöntal hinuntergestürzt. Die Abrißnische beginnt in etwa 1200 m Höhe und reicht bis an den obern Rand der „Gumenwand“ bei 1943 m hinauf, hat also eine Höhe von etwa 750 m. Ihre Böschung ist im obern Teil nur wenig steiler als im untern und beträgt durchschnittlich 35°. Unten ist sie etwa 1000 m, oben 1750 m breit. Ihre Umgrenzung ist ringsum sehr klar ausgeprägt; besonders ihr oberer Rand, der im Westen in die Deyenalp, im Osten in die Auernalp hineineingreift, ist heute noch scharf wie eine Tischkante, als wäre der Bergsturz erst vor wenigen Jahren niedergegangen.

Die tektonischen Verhältnisse der Abrißnische sind recht kompliziert (vergl. Figur 2). Die Sturzmasse gehörte, wie der noch stehengebliebene Gipfel des Deyenstocks, dem Stirngewölbe der Axendecke an, und zwar seinem überkippten Nordschenkel, und bestand aus der ganzen Kreideserie, Num-

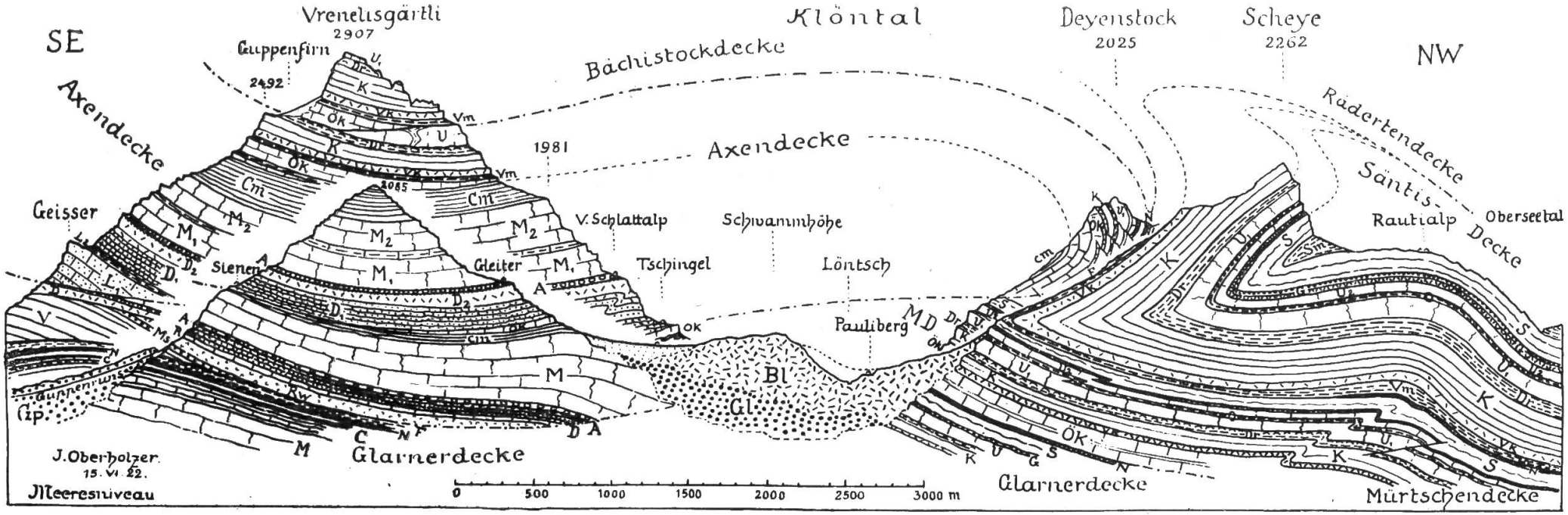


Fig. 2. Querprofil durch das Klöntal.

V = Verrucano; Ms = Melsersandstein; Rw = Rauhwacke; R = Rötidolomit; L_1 = Lias-Sandkalk; L_2 = Obere Liasschiefer; D = Dogger; D_1 = Eisensandstein und Opalinusschiefer des Dogger; D_2 = Dogger-Echinodermenbreccie und Eisenoolith; A = Schiltkalk; M = Quintnerkalk; M_1 = Unterer Quintnerkalk; M_2 = Oberer Quintnerkalk; Cm = Cementsteinschichten; Ök = Öhrlikalk; Vm = Valangienmergel; Vk = Valangienkalk; K = Kieselkalk; Dr = Drusbergschichten; U = Schrattenkalk; U_1 = Unterer Schrattenkalk; U_2 = Oberer Schrattenkalk; O = Orbitolinamergel; G = Gault; S = Seewerkalk; Sm = Senonmergel; N = Nummulitenkalk; F = Globigerinenmergel (Flysch); MD = Mürtschendecke; Gp = Bergsturz von Guppen; Gl = Glärnisch-Bergsturz; Bl = Bergsturz von Blanken; —·—·— = Ueberschiebungsfläche.

mulitenkalk und Globigerinenmergeln. Die Abrißfläche selbst aber besteht zu einem großen Teil aus Flyschmergelschiefern der Axendecke, im mittleren Teil auch aus Seewerkalk der Axendecke und an der Gumenwand aus den dünnplattigen Valangienkalken der Säntisdecke, die hier in verkehrter Lagerung keilförmig unter das Stirngewölbe der Axendecke hinuntergreifen. Da alle diese Schichten wie der Abhang 35—40° steil gegen das Klöntal fallen und ein großer Teil derselben aus weichen, schlüpfrigen Mergelschiefern besteht, lagen hier die Bedingungen für die Entstehung eines großen Bergsturzes sehr günstig. Der Bergsturz von Blanken ist ein gewaltiger Felsschlipf, ähnlich wie der Bergsturz von Goldau. Die Kreidefelsen am untern Rande von Blanken machten den Sturz nicht mehr mit, weil sie ganz anders gestellt sind; sie gehören, wie der Sockel des Deyenstocks am Ufer des Klöntalersees, zur Mürtschendecke und fallen mäßig steil nordwärts in das Gebirge hinein.

b) Das Ablagerungsgebiet.

Die aus der Nische von Blanken herausgleitende Felsmasse stürzte als gewaltige, 1000 m breite Steinlawine über eine 300—400 m hohe Felswand ins Klöntal hinunter und flutete dann quer über das Tal, stieß jedoch bald auf die Glärnischwand unter der Terrasse von Tschingel und auf die im Sackberg-Hochwald kulminierende alte Glärnischsturzmasse. Infolge der stauenden Wirkung dieser Hindernisse türmte sich nun der Schuttstrom zu einem mächtigen, mindestens 350 m über die Talsohle sich erhebenden Schuttberge auf, dessen Scheitel die heutige Schwammhöhe ist. Während der südliche Teil des Hochwaldes für den Bergsturz eine unüberwindliche Schranke bildete, fand die aus dem mittleren und östlichen Teil des Abrißgebietes stammende Sturzmasse einen Ausweg durch die breite Bresche, die der alte Abfluß des Klöntals in den nördlichen Teil des Glärnischsturzes gelegt hatte. Sie strömte nun durch diese Lücke ostwärts und überschüttete den ganzen untern Teil des Klöntals. Im Norden überflutete sie noch die Felsenterrasse zwischen Büttenen und dem Grundkopf und im Süden bildete der alte Glärnischsturz-Hügelzug Sack-Bitziberg das Ufer des Schuttstromes. Dem in den alten

Glärnischsturz eingeschnittenen Löntschtal folgend, floß er bis nach Netstal hinunter, wo ein westlich der Kirche liegendes kleines Blockfeld sein Ende bezeichnet. Die Nachhut der gewaltigen Steinlawine schüttete unterhalb der Nische von Blanken den großen Schuttkegel auf, der jetzt die Bergwiesen von Schletterberg und Schlattberge trägt.

Der Bergsturz bedeckte ein Areal von etwa 6,5 km² und besaß ein Volumen von mindestens 600 Millionen m³. Die von der Felswand unter Blanken über Schwammhöhe, Vordersackberg und Riedern bis nach Netstal verlaufende Mittellinie des Schuttstromes ist 6 km lang, fällt im ganzen um 660 m und besitzt eine mittlere Böschung von 6° 15'.

Die Oberfläche des Bergsturzes ist, wenigstens im Gebiete des Sackberges, durch Erosions- oder Akkumulationsvorgänge fast gar nicht verändert worden. Sie stellt hier, wie diejenige jedes andern großen Bergsturzes, ein unregelmäßiges Gewoge von kleinern und größeren Hügeln und Mulden dar, und überall sehen wir sie aus wirr durcheinander geworfenen Felsblöcken zusammengesetzt. Die meisten derselben sind weniger als 1 m³ groß, nicht selten sind aber Blöcke von 50 und mehr m³ Inhalt und selbst solche von der Größe eines kleinen Hauses. Dem geologischen Bau des Abrißgebietes entsprechend gehört die weitaus größte Masse des Bergsturzschuttes dem Oehrlikalk[1] an (z. B. die Breccienköpfe beim Kohlgrübli, der Faule Kopf an der Klöntalstraße). Große Blockschwärme bilden aber auch Kieselkalk und Drusbergschichten (z. B. auf der Schwammhöhe und auf Schleipfen). Ein mächtiger Schwarm von Seewerkalkblöcken baut den „Grat" zwischen der Neuen Allmeind und dem Löntsch auf. Demselben Gestein gehörten auch die mächtigen Blöcke an, die einst über die Neue Allmeind zerstreut lagen, im Laufe der Zeit aber von der ehemaligen Kalkbrennerei am Bergli für die Herstellung von Wetterkalk verbraucht worden sind.

c) Alter des Bergsturzes.

Auf der Oberfläche des Bergsturzes von Blanken ist bisher noch keine Spur von Moräne gefunden worden. Er fand

[1] In der Bergsturz-Monographie vom Jahr 1900 irrtümlich als Schrattenkalk bezeichnet.

also erst nach dem endgültigen Rückzug der eiszeitlichen Gletscher, in der Postglazialzeit, statt. Immerhin kann sein Alter wohl auf 10—15000 Jahre geschätzt werden.

d) Folgen des Bergsturzes.

Wahrscheinlich hatte schon der alte Glärnisch-Bergsturz die Gewässer des Klöntales zu einem See aufgestaut. Wir wissen nicht, ob er noch vorhanden war, als der Bergsturz von Blanken niederging; sicher aber ist, daß der Klöntalersee der Gegenwart eine Stauwirkung dieses jüngern Bergsturzes ist. Seine Oberfläche lag ursprünglich etwa 60 m höher als in der Neuzeit vor seiner künstlichen Höherstauung zum Wasserkraftreservoir. Er war etwa 90 m tief und reichte im Westen bis an den Fuß des Timmerwaldes, bei der Vereinigung von Roßmatter und Richisauer Klön. Dafür, daß er einst wirklich weit größere Dimensionen hatte als heute, lassen sich folgende Beweise anführen:

1. Auf der Nordseite des heutigen Löntscheinschnittes sieht man eine schön erhalten gebliebene, im Bergsturz modellierte Erosionsterrasse des Löntsch, die bei Pauliberg etwa 70 m über dem heutigen Löntschbett beginnt und mit einer gleichmäßigen Neigung von etwa 5° auf etwa 400 m Länge dem Flusse parallel läuft. Sie beweist, daß der Löntsch anfänglich in viel höherem Niveau als gegenwärtig über den Schuttberg wegfloß.

2. Zu beiden Seiten der Büchelbergrunse liegt hoch über dem heutigen See ein alter, fächerförmiger Schuttkegel dieser Runse. Sein östlicher Flügel ruht auf der vorhin erwähnten Erosionsterrasse, sein westlicher Teil, der „Landammannberg", fällt beim gegenwärtigen Gasthaus Rhodannenberg und westlich davon mit regelmäßigem Steilbord gegen das Seeufer ab. Die Bildung dieses Schuttkegels war nur bei einem Seestande möglich, der bis in die Höhe der Terrasse von Pauliberg hinaufreichte.

3. Im Hintergrund des Tales, am Fuße des Timmerwaldes, liegt 3—5 m über der Kiesebene der Klön und ziemlich genau in gleicher Höhe mit dem alten Schuttkegel der Büchelberg-

runse eine ebene Terrasse, der „Boden". Sie ist nach Form und Lage ein altes Delta, das die Richisauerklön in den großen Bergsturzsee ablagerte.

4. Am linken Ufer des Schlattalplibaches liegt am Westrande des Güntlenau eine wohl 15 m über die heutige Bachschuttkegelfläche emporragende alte Bachschuttablagerung, die wahrscheinlich auch aus der Zeit stammt, da der Seespiegel noch weit höher lag als jetzt.

Der Schuttberg, der sich vor den Ausgang der Gleiterschlucht gelegt hatte, versperrte auch der Sackbergrunse den Ausweg nach dem Klöntal, so daß sie gezwungen war, ihre Geschiebe in dem weiten und tiefen Kessel zwischen dem Bergsturz und dem Glärnisch abzulagern. Das Resultat dieser Geschiebeaufschüttung ist die große, fast horizontale Wiesenfläche von Hintersackberg. Vielleicht lag an ihrer Stelle während langer Zeit ein dunkelgrüner Bergsturzsee. Sehr wahrscheinlich ist dies jedoch nicht, da der Bach längs des langen, locker aufgeschütteten Bergsturzrandes wohl genügend Gelegenheit zur Versickerung fand. Heute noch sehen wir ja das Bachrinnsal am Fuße des Näggelers meistens wasserleer, auch wenn der Bach oben, auf Hintersack, reichlich Wasser führt.

In der Grenzfurche zwischen dem Sackberg-Hochwald und dem Blankensturz fallen uns nordöstlich von Hintersackberg vier stufenförmig übereinanderliegende kleine Geschiebeböden auf, welche beweisen, daß die Sackbergrunse nach Aufschüttung der Geschiebeebene von Hintersack versuchte, sich einen Weg gegen Untersack zu bahnen. Bevor sie jedoch hier einen durchgehenden Bachlauf auszuarbeiten vermochte, fand sie ihren heutigen bleibenden Ueberlauf über den Näggeler gegen den Klöntalersee.

Beim Jugendfestplatz taucht der Südrand des Bergsturzes unter den großen Schuttkegel der Kehlenrunse, auf dem die Wiesen von Untersack liegen. Vielleicht hatte seine Aufschüttung schon vor dem Niedergehen des Blankensturzes begonnen. Seiner Hauptmasse nach aber ist er wohl ebenfalls eine Stauwirkung des letztern.

e) Geschichte des Löntschlaufes.

Nach der Aufstauung des Klöntalersees durch den Bergsturz von Blanken hat der Löntsch in vieltausendjähriger Arbeit sich ein neues Tal in den Schuttberg eingesägt. Die Geschichte dieses Löntschlaufes ist nicht so einfach, wie sie auf den ersten Blick zu sein scheint. Im Anfang, als der See noch bis zum Timmerwald reichte und der Löntsch oben auf der Terrasse von Pauliberg floß, war der Taleinschnitt zwischen Büttenen und Riedern noch nicht vorhanden. Der Löntsch floß damals über die Terrasse von Bärschirüti und über das Gebiet der heutigen Neuen Allmeind gegen Bitziberg und Bergli. Sein Bett vielfach verlegend, bald hier, bald dort eine Bodenwelle wegräumend und die Mulden mit seinen Geschieben ausfüllend, modellierte er im Laufe eines langen Zeitraumes aus der ehemaligen Bergsturzfläche die mit auffallend regelmäßigem Gefälle gegen Nordosten sich senkende Fläche der Neuen Allmeind. Daß sie wirklich das Werk der Erosionsarbeit des Löntsch ist, wird nicht allein durch dieses regelmäßige Gefälle von etwa 7°, sondern auch durch die etwa 30° steilen Uferborde, die auf der Nordwestseite am „Grat", im Süden am Abhang unter Schleipfen und am Hügelzug Sack-Bitziberg zu sehen sind, und durch die geschichteten Sand- und Kieslagen bewiesen, die bei Grabarbeiten auf der Neuen Allmeind und bei Bärschirüti zu Tage treten. Deutlich lassen sich noch alte Bachbette des Löntsch in Form von breiten, muldenförmigen Furchen erkennen, die annähernd parallel von Westen nach Osten über die neue Allmeind hinunterlaufen.

Die Sohle der vier schmalen Trockentälchen, die den Hügelzug Sack-Bitziberg-Bergli durchschneiden, setzt die Neigung der Neuen Allmeind fort und besteht aus verschwemmten Kreidegesteinen des Blankensturzes, und ihre Seitenwände sind regelmäßige Steilufer, wie sie ein fließendes Gewässer erzeugt, das einen Schutthügel benagt. Diese Erscheinungen beweisen, daß der Löntsch in der ersten Zeit nach dem Blankensturze, als er über die Neue Allmeind floß, den alten Glärnischsturz-Hügelzug Sack - Bitziberg - Bergli an mehreren Stellen durchbrochen hat und durch das Tälchen des Strengenbaches über die Gegend von Wyden, Steppel und Oberdorf geflossen

ist, um an der Stelle des heutigen Glarus sich mit der Linth zu vereinigen. Das auffallendste und schönste dieser verlassenen Löntschtälchen ist das Waldschlößlitälchen zwischen Kalkbühl und Bitziberg. Später verlegte der Löntsch seinen Lauf mehr nach Norden und floß dem „Grat" entlang über die Fäncherngüter in der Richtung gegen das heutige Buchholz.

Ein Wendepunkt in der Geschichte des Löntschlaufes trat ein, als der Bach in der Gegend von Bärschirüti aus seinem bisherigen Bett abgelenkt wurde. In der Kurve, die er westlich von Bärschirüti beschrieb, griff er sein linkes Ufer immer mehr an, bis ihm der Weg über den nordwärts absinkenden Bergsturzrand offen stand. Damit verließ er endgültig das Gebiet der Neuen Allmeind und grub sich nun auf der Linie Büttenen-Staldengarten-Riedern ein neues Tal, wobei er gleichzeitig auch sein Bett zwischen Büttenen und Klöntalersee kräftig vertiefte. Daß dieser neue Löntscheinschnitt allmählig im Laufe von Jahrtausenden aus dem Blankensturze herausmodelliert worden ist, beweisen die prachtvollen Erosionsterrassen, die man zwischen Büttenen und Riedern, besonders auf der Nordseite des heutigen Löntsch, beobachten kann. Sie sind die Ueberreste von stufenförmig übereinanderliegenden Talböden, die der Löntsch allmählig aus der Bergsturzmasse herausgearbeitet hat. Sehr schön sind sie im westlichen Teil des Dorfes Riedern zu beiden Seiten des Löntsch, ferner im Aueli und besonders schön zwischen dem Schlettli und der Kohlgrüblischlucht zu sehen, wo zwischen dem Wiggisfuß und dem Löntsch fünf bis sieben Terrassen wie riesige Treppenstufen übereinanderliegen. Aus ihren Steilborden schauen stets die Kreideblöcke des Bergsturzes heraus, während die Terrassenflächen selbst, wie man in Kiesgruben sehen kann und wie auch die Grabarbeiten für Wasserleitungen bewiesen haben, mit einer bis 3 m mächtigen Decke von geschichtetem Bachschutt bekleidet sind.

Während dieser Erosionsarbeit hat der Löntsch an manchen Stellen die Bergsturzmasse vollständig weggeräumt und den anstehenden Malm der Felsterrasse Büttenen-Grundkopf bloßgelegt. Zwischen der Löntschtobelbrücke und dem Staldengarten hat er in diese Felsterrasse sogar die 30—50 m tiefe,

enge Kohlgrüblischlucht eingesägt, deren Wände die Spuren der Wasserarbeit in zahlreichen Erosionskesseln zur Schau tragen. Könnte man die Bergsturzmasse südlich von der Löntschschlucht wegräumen, so würde man dort den alten, anstehenden Talgrund in wesentlich größerer Tiefe finden. Die heutige Löntschschlucht ist nicht dieser alte Tallauf, sondern eine epigenetische, in eine Felsterrasse am Abhang des alten Tales eingeschnittene Bachrinne.

f) Der Löntschschuttkegel.

Ein großer Teil des Bergsturzschuttes, den der Löntsch aus seinem jüngsten Erosionstale herausschwemmte, wurde von der Linth weiter verfrachtet, ein anderer Teil aber lagerte sich vor dem Ausgange jenes Tales ab. Das Werk dieser Geschiebeaufschüttung ist der Löntschschuttkegel, der als riesiger Fächer den ganzen Raum zwischen Riedern, Glarus und Netstal bedeckt. Seine 2,5 km lange Basis reicht vom Burghügel, am Nordrande von Glarus, bis zur Station Netstal. Sein Nordwestrand trägt den größten Teil des Dorfes Netstal und im Süden senkt sich seine flach gewölbte Oberfläche zwischen Bergli und Sonnenhügel bis in den nördlichen Teil von Glarus hinein. Eine von der Ostecke des Bergli über die Quartiere Wiesli, Kipfe, Spielhof bis zum Südrand des Burghügels laufende Linie bezeichnet hier seine äußerste Grenze.

Mehrere über das Gebiet des Schuttkegels zerstreute Kiesgruben (an der Straße zwischen Glarus und Netstal, im Buchholz nördlich vom Sonnenhügel, im Dorfe Riedern, an der Straße zwischen Riedern und Netstal) beweisen, daß er wenigstens in seinen obern Teilen aus unvollkommen gerundeten Bachgeschieben und Sandlagen besteht, deren Schichtung im allgemeinen parallel zur Oberfläche verläuft und die Unregelmäßigkeiten besitzt, die den Ablagerungen eines Baches von wechselndem Wasserreichtum und wechselndem Laufe eigen sind. Bei den Fundamentgrabungen für die Erweiterung des Kantonsspitals, für die Häuser im Lurigen und im Reustengut und bei den Grabarbeiten für den Sportplatz im Buchholz zeigten sich dieselben Erscheinungen. An dem Steilborde, mit dem der Schuttkegel gegenüber dem Alpenbrückli zur Linth

abfällt, treten die Geschiebebänke als fest verkittetes Konglomerat zu Tage und in den Kiesgruben beweisen die gelben Kalksinterkrusten der Geschiebe, daß auch hier die Verkittung begonnen hat, daß also die Kiesablagerung ein beträchtliches Alter besitzt. In den Kiesgruben und in den Steinzäunen des Schuttkegelgebietes findet man ausschließlich die Kreide- und Eocängesteine des Bergsturzes von Blanken, umsonst aber sucht man nach den braunen Doggergesteinen, die in allen Bächen des Glärnischgebietes sonst so reichlich vorkommen. Der Löntschschuttkegel ist also eine reine Abschwemmung des Bergsturzes von Blanken.

Wir dürfen uns jedoch nicht vorstellen, daß während der Austiefung des Löntschlaufes Büttenen-Riedern im Gebiete des heutigen Löntschschuttkegels bloß Geschiebeaufschüttung stattgefunden habe und daß der riesige Fächer bis auf den früheren Talgrund hinunter aus Bachschutt aufgebaut sei. Der hausgroße Bergsturzblock, der im Dorfe Riedern aus dem Löntschbord herausragt, und die mächtigen Kreideblöcke, die zwischen Riedern und Netstal an den Löntschufern zu Tage treten, gehören ihrer großen Dimensionen wegen gewiß zum primär gelagerten Bergsturzschutt und beweisen also, daß die Bergsturzmasse unter der Oberfläche des Löntschschuttkegels sich nach Osten und Norden fortsetzt. Dicht westlich von Riedern ragt der Bergsturz im „Grat" noch so hoch empor, daß man annehmen muß, die Bergsturzoberfläche habe ursprünglich an der Stelle von Riedern und östlich davon noch beträchtlich über das Niveau der heutigen Löntschschuttkegelfläche hinaufgereicht. Endlich beweisen die 10—15 m über der Löntschschuttkegelfläche, mit gleichmäßigem Gefälle gegen Netstal fallende Terrasse von Turschen, die noch etwa 10 m höher liegende, mit geschichtetem Löntschkies bedeckte Terrasse zwischen Grundkopf und Netstal, auf der die Straße Staldengarten-Netstal liegt, und eine etwa 5 m über dem Südrande des Löntschschuttkegels liegende, in den Rand der Neuen Allmeind eingeschnittene und mit Löntschkies bedeckte Terrasse, daß während der Ausbildung des jüngsten Löntschlaufes der Fluß eine zeitlang auch noch östlich von Riedern in einem Niveau dahinfloß, das über demjenigen des heutigen

Löntschschuttkegels lag. Es hat also offenbar der Löntsch anfänglich das Bergsturztrümmerfeld, das sich östlich und nördlich von Riedern bis an den Fuß des Elggis und bis nach Netstal ausdehnte, vorwiegend durch Erosion erniedrigt und ausgeebnet, wobei die Terrassenfläche bei Turschen und am Nordrand der Neuen Allmeind entstanden, dann über das Bergsturzfeld einen großen Geschiebemantel ausgebreitet und zuletzt in diese Geschiebeaufschüttung und die darunterliegende Bergsturzmasse die tiefe und ziemlich breite Rinne eingeschnitten, in der er jetzt zwischen Netstal und Riedern fließt.

g) Stauterrassen bei Glarus und Ennenda.

Die Linth wurde wahrscheinlich schon durch den Bergsturz, jedenfalls aber später durch den wachsenden Löntschschuttkegel, zwischen Glarus und Netstal an den Fuß des Schilt gedrängt. Der aus dem Bergsturz und dem Löntschschuttkegel gebildete breite Schuttwall staute vielleicht die Linth zu einem See auf, der vom Alpenbrückli bis ins Mühlefuhr reichte; jedenfalls aber zwang er den Fluß, in dem hinter jener Barrière liegenden Becken, also da, wo jetzt die neueren Quartiere von Glarus und Ennenda liegen, seine Geschiebe abzulagern. Daß die so erzeugte Stauschotterebene wesentlich höher lag als die heutige Linthebene von Glarus, wird aufs schönste durch zwei bis auf die Gegenwart erhalten gebliebene Kiesterrassen bewiesen. Die eine, die sogenannte „Platte", beginnt am Südrande des Dorfes Ennenda bei den Quartieren Wiese und Köhlhof, umgibt als horizontale Ebene, die etwa 3—4 m über der heutigen Linthebene liegt, den Bergsturz- und Moränenhügel, auf dem das Bürgerasyl Ennenda steht, und lehnt sich im Süden an den östlich vom Mühlefuhr aufsteigenden Bergsturzhügel an. Die andere Terrasse beginnt auf dem linken Linthufer am Südende von Glarus, zieht sich, an den Guppensturz angelehnt, als schmaler, vollkommen ebener Boden parallel zur äußern Abläschstraße bis zur Brauerei Erlen, erweitert sich beim Waisenhaus und Erlenquartier zu einer bis 250 m breiten Ebene und endigt beim Schützenhaus und am Südrande des Rain. Sie liegt beim Waisenhaus 5—6 m über dem zur jüngsten Linthebene gehörenden Landsgemeindeplatz und stellt ohne Zweifel die Fortsetzung der

Plattenterrasse von Ennenda dar. Daß wirklich die Linth einst auf dieser Terrasse floß, wird durch das deutliche Erosionssteilufer bewiesen, mit dem der Guppensturz zwischen der Brauerei „Erlen“ und den Häusern bei der Linthbrücke unter die Terrasse taucht, ganz besonders aber durch die Tatsache, daß sie — wie man im Frühjahr 1922 bei den Fundamentgrabungen für die neuen Häuser im Erlenquartier sehen konnte — aus echtem Linthkies besteht, in welchem roter und grüner Verrucano aus dem untern Sernftal und dem Kärpfgebiet, Flyschsandsteine und Wildflysch aus dem Sardona- und Hausstockgebiet die vorherrschenden Gesteine sind. Als später die Linth ihr Bett zwischen dem Elggis und dem Löntschschuttkegel vertiefen konnte, begann sie auch, sich in die Stauschotterebene von Glarus und Ennenda einzuschneiden. Sie räumte den größten Teil der Kiesmasse wieder aus, modellierte dabei die heutige vom Alpenbrückli bis zum Mühlefuhr reichende Linthebene und ließ als Zeugen der einstigen Kiesaufschüttung nur die Terrassen von Erlen bei Glarus und Platte bei Ennenda stehen.

h) Wirkungen der Bäche.

In dem Maße, wie der Löntsch sein Bett vertiefte, wurde auch der Spiegel des Klöntalersees tiefer gelegt, und gleichzeitig mußten die von Blanken und Auernalp herkommenden Bäche, die Büchelbergruns, die Schreieliruns, die Führerruns und die gelbe Runs, sich in die Bergsturzmasse einschneiden. Trotzdem sie meistens nur wenig Wasser führen, haben sie erstaunlich tiefe und breite Tobel in den Schuttberg eingesägt. Von dem stufenweisen Fortgang dieser Erosionsarbeit zeugen die in ihrem Mündungsgebiet liegenden kleinen, toten, alten Bachschuttkegel, die zu einer Zeit entstanden, als der Löntsch in beträchtlich höherem Niveau floß als heute. Damals schnitt die Büchelbergruns in das früher besprochene alte Delta von Landammannberg eine gegen den See gerichtete Erosionsrinne ein und lagerte in der Gegend des heutigen Gasthauses Rhodannenberg einen kleinen Schuttkegel ab. Später verlegte sie ihren Lauf mehr nach Osten und schüttete bei Büchelberg und Eisenbergli einen neuen Schuttkegel auf. Durch die beiden Bachrinnen ist aus dem alten Delta und

seiner Bergsturzunterlage ein auffälliger runder Hügel, der sogen. Zuckerstock, herausgeschnitten worden.

4. Die Stöcklibreccie.

Das Stöckli, der auffallende vorspringende Eckpfeiler an der Nordostseite des Vorderglärnisch, ist im untern und mittleren Teil aus anstehenden Felsschichten, nämlich aus Malm, Kreide und Eocän der Glarnerdecke aufgebaut; sein bewaldeter, dachfirstartiger Scheitel aber besteht aus einer bis 250 m hohen, an die Malmwand des Forrenstocks sich anlehnenden Trümmerbildung, die alle Eigenschaften einer alten Bergsturzmasse besitzt. Sie ist aus lauter scharfkantigen, regellos gelagerten, stark zersplitterten, meistens kaum faustgroßen Trümmern zusammengesetzt. Besonders auffallend ist, daß sie an den meisten Stellen durch Kalksinter zu einer sehr festen Breccie verkittet ist. Diese Breccie schaut in Form von vielen Felsköpfen und ganzen Felsbändern aus dem bewaldeten Westabhang heraus und bildet auf dem gegen die Bleiche gekehrten steilen Nordabhang eine bis 50 m hohe hellgraue Wandstufe. Aus diesen Breccienwänden sind viele kleine und auch größere Hohlräume bis zur Größe eines Zimmers herausgewittert. Am Aufbau der Breccie nehmen bloß Gesteine teil, die am darüber stehenden Abhang des Vorderglärnisch anstehend sind. Während die Breccienwand am Nordabhang des Stöckli fast ganz aus Malmtrümmern (Quintnerkalk und Troskalk) besteht, kommen daneben in der Breccie am Westabhang ganze Blockschwärme von Cementsteinschichten und Dogger-Eisensandstein vor. Die Breccie setzt sich auch noch westlich von der Wustruns, im Alpeli, als mächtige, an die Hochwand sich anlehnende Schuttmasse fort.

Die Stöcklibreccie gehört wohl kaum zur Ablagerung des alten Glärnischsturzes, dessen Reste wir im Sackberg-Hochwald und den Bergsturzhügeln von Glarus und Netstal kennen gelernt haben, sondern verdankt ihre Entstehung einem besonderen Sturze, dessen Abrißgebiet die große Nische am Vorderglärnisch ist, in der die Wustruns ihr Sammelgebiet besitzt. Der Sturz kann nicht auf dem Stöckli und im Bett der Wustruns Halt gemacht haben, sondern wird noch weit

in die Sohle des Linthtales hinausgefahren sein. Dort wurde jedoch die Sturzmasse durch die Linth wieder weggeräumt; ein Teil davon mag auch unter den jüngern Schuttbildungen begraben liegen. Die starke Abtragung und die intensive Verkittung beweisen, daß sie von sehr hohem Alter ist. Ein kleiner Rest von Grundmoräne des Klöntalgletschers mit gekritzten Geschieben, der an dem durch den Haltenwald führenden Wege aufgeschlossen ist, wurde gewiß erst abgelagert, als der Bergsturz, der dort einst den Fuß des Stöckli verhüllte, bereits wieder abgetragen war. Die Stöcklibreccie ist also älter als die letzte Vergletscherung, wahrscheinlich auch älter als der Bergsturz Sackberg-Hochwald-Bergli-Netstal.

5. Die Felsstürze am Vorderglärnisch in den Jahren 1593 und 1594.

Schriftliche Urkunden berichten, daß am 11. November 1593 und am 3. Juli 1594 aus der Gegend der „drei Schwestern" am Vorderglärnisch beträchtliche Felsstürze durch die Wustrunsnische niedergingen. Die Sturzmassen blieben am Ausgang der Runse liegen und häuften den großen, wellig unebenen, aus kleinen und großen Blöcken von Quintnerkalk, Cementsteinschichten und Dogger bestehenden Schuttkegel auf, der sich über „Ursprung" und „Wyden" bis gegen die „Bleiche" ausdehnt.

Dr. Niklaus Tschudi, der die Ereignisse zum ersten Mal in einer ausführlichen Abhandlung[1] besprochen hat, gibt jedoch dem Ablagerungsgebiet dieser historischen Bergstürze eine weit größere Ausdehnung. Er rechnet auch das „Kettwäldli" und den Hügelzug auf der Nordseite des „strengen Baches" bis zum Kalkbühl hinunter dazu und sagt, es seien sogar viele Blöcke, darunter solche von der Größe eines Ziegenstalles, auf die Neue Allmeind, ja sogar bis in die Langrüti, die Fänchern-güter und nach Riedern geflogen. Leider läßt uns Tschudi im Ungewissen darüber, ob dieser Darstellung historische Urkunden zugrunde liegen oder ob sie sich lediglich auf seine eigenen Mutmaßungen oder mündliche Ueberlieferungen stützt.

---

[1] N. Tschudi. Die Bergstürze am vordern Glärnisch bei Glarus in den Jahren 1593 und 1594. Jahrbuch des historischen Vereins des Kantons Glarus, Heft V (1869), Pag. 89—100.

Abgesehen davon, daß es mechanisch ganz unmöglich ist, daß bei einem kleineren Felssturze vom Glärnisch einzelne Blöcke über die ganze Neue Allmeind hinüber nach Riedern fliegen, kann der Geologe mit aller Sicherheit beweisen, daß das Trümmerfeld der Felsstürze nicht die große Ausdehnung gehabt haben kann, die ihm Tschudi zuschreibt. Die über die Neue Allmeind und die Fäncherngüter zerstreuten Felsblöcke gehören alle zur Kreide, vorwiegend zum Seewerkalk, also zu Gesteinsarten, die am mittleren und obern Teil des Vorderglärnisch, im Abrißgebiet jener Felsstürze, gar nicht vorkommen. Man kann in jenem Gebiete, auch bei Riedern, kein Felsstück finden, das vom Vorderglärnisch hergeleitet werden könnte. Wir befinden uns eben hier, wie wir bereits wissen, im Ablagerungsgebiet des prähistorischen Bergsturzes aus der Deyenkette. Die Trümmerhügel zwischen der Neuen Allmeind und dem Strengenbach bestehen allerdings aus lauter Glärnisch-Gesteinen; allein sie werden ja von einem schon in vorhistorischer Zeit entstandenen Trockentälchen des Löntsch durchschnitten. Sie lagen also schon tausende von Jahren an ihrer Stelle, als die Felsstürze des 16. Jahrhunderts niedergingen. Auch das Kettwäldli gehört nach seinen Oberflächenformen und seinen Gesteinsarten nicht zu diesen jungen Felsstürzen, sondern wie die Hügel nördlich vom Strengenbach zum diluvialen Glärnischsturz. Das bis 15 m hohe, wahrscheinlich schon in vorhistorischer Zeit durch die Kehlenrunse, vielleicht sogar durch den Löntsch erzeugte Steilbord am Nordrande des Kettwäldlihügels taucht im Osten unter den jungen Bergsturzschuttkegel von Wyden, was klar beweist, daß jenes Steilbord und also auch der Kettwäldlihügel zur Zeit der Felsstürze von 1593 und 1594 schon vorhanden war. Als Ablagerungsgebiet der letztern ist also lediglich der Schuttkegel von Wyden und Ursprung zu betrachten.

Durch den Bergsturz von 1594 wurde auch die große Quelle auf Sack, die von jeher Glarus mit Trinkwasser versorgt hat, verschüttet. Am 12. Juli 1594, neun Tage nach dem Bergsturze, durchbrach das aufgestaute Wasser den Schuttwall und erzeugte einen Muhrgang, der über Wyden und das Oberdorf bis ins Innere des Fleckens Glarus sich wälzte und

großen Schaden anrichtete. Tschudi berichtet in seiner Abhandlung, daß man später bei Anlage der Wasserleitung und andern Grabarbeiten stets auf die Ablagerungen dieses Muhrgangs gestoßen sei. Sie kamen auch im Jahre 1897 beim Bau des neuen Reservoirs auf der Bleiche zum Vorschein. Sie erwiesen sich als eine etwa 3 m mächtige, aus Erde, Sand, kleinen Steinen und vielen, bis 1 m^3 großen, eckigen oder etwas kantengerundeten Blöcken zusammengesetzte, ungeschichtete Schuttmasse. Man fand darin auch einen Baumstamm und viele andere auffallend gut erhaltene Holzstücke. Die meisten Steine waren mit Schlagwunden bedeckt und viele zeigten Kontusionen, die ein wenig an Gletscherkritze erinnerten. Daß es sich aber nicht um Moräne handeln konnte, bewiesen die Gesteinsarten: Die Schuttmasse bestand ausschließlich aus Malm und Dogger, den Gesteinen des Felssturzes von 1594. Auch bei der Kanalisation, die Herr Gemeinderat Streiff-Vögeli im Jahre 1921 neben seinem Wohnhaus auf der Bleiche ausführte, wurde der Muhrgang von 1594 aufgeschlossen.

Bei der Reservoirbaute erschien unter dem Schutte des Muhrgangs die geschichtete, aus gerundeten Malm- und Doggergeschieben bestehende Ablagerung der Wust- oder Feldruns und des Strengenbaches aus der Zeit vor 1594. Auch nach dem Bergsturz überführte die Runse das Gelände bis nach Glarus hinunter noch oft mit Geschieben, bis sie um die Mitte des vorigen Jahrhunderts verbaut wurde. Das Resultat dieser Geschiebeaufschüttung ist eine Kiesschicht, die in der Gegend des Reservoirs den Muhrgang 30—50 cm hoch bedeckt. Diese ältern und jüngern Geschiebeablagerungen der Feldruns und der dazwischen liegende Muhrgang von 1594 bilden den Untergrund des Oberdorfes bis zur Ostecke des Bergli und das „Feld“ bis zum Erlenquartier und zur Kirche von Glarus hinunter. Sie verdecken hier die Ablagerungen, die der Löntsch in vorhistorischer Zeit aus dem Gebiet des Blankensturzes durch die von der Neuen Allmeind ausgehenden Tälchen angeschwemmt hat.

* * *

V. Bachschuttkegel und Schutthalden.

Der Felsschutt, der durch die Wirkungen von Regen und Schnee, Frost und Hitze von den Bergwänden abgetrennt wird und zur Tiefe fällt, häuft sich am Fuße der Felswände in Form von trockenen Schuttkegeln und Schutthalden an, die meistens eine Böschung von 30—35° besitzen. Ein beträchtlicher Teil des Verwitterungsschuttes wird durch Bäche und Runsen aus dem Gebirge herausgeschwemmt, zu Geschieben gerundet oder zu Sand zerrieben und auf flacheren Abhängen oder auf den Talböden, wo die Stoßkraft des Baches für ihren Weitertransport nicht mehr ausreicht, in Form von flachen Schuttkegeln abgelagert. Diese Vorgänge haben seit den ältesten Zeiten an der Abtragung des Gebirges gearbeitet und nehmen auch in der Gegenwart vor unsern Augen ihren Fortgang. Im Gegensatz zu den vorhin besprochenen Bergstürzen sind es im allgemeinen langsam arbeitende Vorgänge; aber im Laufe von Jahrhunderten und Jahrtausenden vermögen sie doch, im Landschaftsbilde stark hervortretende Formen zu erzeugen.

Wir haben bereits die Schuttkegel besprochen, die in den Bergsturzgebieten zwischen Schwanden und Glarus und im Klöntal, zum Teil infolge der Stauwirkung der Sturzmassen, entstanden sind. Es bleibt uns übrig, noch auf einige größere Schuttbildungen hinzuweisen, die nicht mit jenen Bergstürzen im Zusammenhang stehen. Nordöstlich von Ennenda wird der Fuß des Schilt auf mehr als 1 km Länge von dem fächerförmigen Schuttkegel der Sturmingerrunse bedeckt. Sein Material ist von dem kleinen Wildbach im Laufe der Zeit aus der Rinne herausgespült worden, die unterhalb der Laubenwand breit und tief in den Malmfels des Schilt eingeschnitten ist. Die Runse arbeitete gewiß schon in der Diluvialzeit. In seiner heutigen Erscheinungsform jedoch ist der Schuttkegel eine Bildung der seit dem Rückzuge des Linthgletschers verflossenen Zeit. Vergleichen wir seine großen Dimensionen mit den verhältnismäßig geringfügigen Schuttmassen, die heute bei einem einzelnen Runsengange abgelagert werden, so begreifen wir, daß hier zahllose Muhrgänge stattgefunden haben

müssen und daß Jahrtausende zur Bildung des Schuttkegels notwendig waren. Sein Südrand hat sich allmählig auf die Staukiesebene von Platten vorgeschoben. Sein Westrand trägt die ältesten Quartiere des Dorfes Ennenda und fällt mit einem Steilbord zur Linthebene ab.

Viel weniger auffallend ist der Schuttkegel, den südlich von Ennenda der Geißbach und der Kaltbach abgelagert haben. Er lehnt sich im Süden an die Bergsturzhügelmasse beim Mühlefuhr an und wächst im Nordwesten langsam durch seltene Muhrgänge — der letzte fand am 15. Juni 1910 statt — auf die Plattenterrasse hinaus.

Die Rotriesi südlich von Ennenda verdankt ihre Entstehung dem Umstande, daß der oberhalb derselben anstehende rote Sernifit stark von Klüften durchsetzt ist und daher zur Abbröckelung neigt. In den letzten 30 Jahren und auch in früherer Zeit sind von dort her öfters kleine Felsstürze niedergegangen. Ueberreste solcher Abstürze sind der „Gäßlistein" und die andern in seiner Nähe liegenden großen Sernifitblöcke.

Auch das unregelmäßig geformte, bewaldete Schuttgehänge zwischen Aetzgenruns und Sturmingerruns, über welches der Weg nach Brandalp führt, ist zum Teil aus den Trümmern kleiner Felsstürze aufgebaut, die in alter Zeit sich von den Malmwänden des Schilt abgelöst haben.

Ueber dem künstlichen Bett der Sturmingerrunse erhebt sich mit einer Böschung von 30—35° die Weißriesi, die mächtigste Schutthalde am Westabhang des Schilt. Sie besteht ganz aus den hellgrau angewitterten Trümmern von Quintnerkalk und Troskalk des darüber stehenden Felshanges und bietet den Anblick eines echten, steil aufgeschütteten Trockenkegels. Die Runsenfurche, die mitten über die Schutthalde hinunterläuft, und die welligen Unebenheiten auf ihrem untern Teil beweisen aber, daß ihre Aufschüttung nicht ohne die Mitwirkung von fließendem Wasser stattfand. Nordwärts geht sie ohne scharfe Grenze in den großen Schuttkegel der Plattenrunse über, die aus einer tiefen, auf der Grenze von Malm und Kreide eingeschnittenen, gegen den „kleinen Schlafstein" hinaufreichenden Felsenrinne heruntersteigt. Der Schutt-

kegel dehnt sich im Süden bis zum heutigen Bett der Sturmingerrunse aus, trägt die obersten Häuser von Sturmingen und hat zwischen dem „Weinberg“ und den obersten Häusern von Ennetbühls die Rinne, die dort einst den Ennetbühler Bergsturzhügel vom Schiltabhang trennte, größtenteils ausgefüllt. Da die Wasserführung der Runse im Verhältnis zu der transportierten Schuttmasse stets gering war, ist die Böschung des Schuttkegels weit steiler und seine Oberfläche in höherem Grade wellig uneben, als diejenige des Sturminger Schuttkegels. Der letzte verheerende Muhrgang der Plattenrunse fand im Jahre 1867 statt. Sie wurde dann anfangs der 70er Jahre verbaut und ist seither nie mehr bis auf den Talgrund vorgedrungen.

In früheren Zeiten, als die noch nicht durch Wuhre gebändigte Linth nach Belieben auf ihrem jüngsten Talboden umherwanderte, haben ihre Fluten auch den Schuttkegelfuß der Sturmingerrunse und der Plattenrunse angegriffen. So entstand das 5—10 m hohe Steilbord, das als Fortsetzung des Nordrandes der Plattenterrasse vom „Köhlhof“ quer durch die ältesten Dorfteile von Ennenda bis zum „Weinberg“ nördlich von Sturmingen verläuft.

VI. Quellen.

Die auf die Bergsturzgebiete fallenden Niederschläge versiegen vollständig in den sehr durchlässigen Schuttboden, und auch die Bäche, die von den Talwänden her die Bergsturzablagerungen betreten, werden von dem lockeren Sturzschutte wie von einem Schwamme aufgesogen. Ein großer Teil des versickerten Bach- und Regenwassers tritt in den Taleinschnitten von Linth und Löntsch als vorzüglich filtriertes Quellwasser wieder zu Tage. Solche Bergsturzquellen sind die Quellen, die südlich vom Mühlefuhr am rechten Linthufer für die Wasserversorgung von Ennenda gefaßt sind, ferner die starke Quelle südlich vom Hause Mühle auf dem rechten Linthufer nördlich von Mitlödi, dann die für die Wasserversorgungen von Glarus, Riedern und Netstal gefaßten Quellen auf den beiden Löntschufern, in der Gegend des Faulen Kopfs und

beim Kohlgrübli. Die wichtigste derselben, die Löntschbordquelle, die im Jahre 1898 für die Erweiterung der Wasserversorgung von Glarus gefaßt wurde, zeigte in den Jahren 1895/96 eine Wassermenge von 2000—2500 Minutenlitern und eine fast völlig konstante Temperatur von 7,1° C, woraus man schließen durfte, daß sie ihr Wasser nicht aus dem Löntsch bezieht, sondern eine echte, tief aus dem Innern des Sackberges herauskommende Quelle ist.

Die größte Quelle in der Umgebung von Glarus, die Sackbergquelle, entspringt am Südrande der alten Glärnischbergsturzmasse, auf der Grenze zwischen den Schuttkegeln der Kehlenrunse und der Wustrunse. Sie besitzt eine ziemlich konstante Temperatur von 7,5° C und liefert 6000—15 000 Minutenliter. Ihr Sammelgebiet ist wahrscheinlich eher in dem mächtigen anstehenden Malm des Glärnisch als in den Bergsturzmassen zu suchen.

VII. Einfluss der geologischen Verhältnisse auf Bodenkultur und Siedelung.

Als die Alemannen ins Tal der Linth eindrangen, war die Bergsturzlandschaft bei Glarus wohl noch fast ganz von Urwald bedeckt. Große Teile desselben wurden gerodet, um Raum für Acker- und Wiesenbau zu schaffen; an manchen Stellen aber hat sich der Wald bis auf den heutigen Tag erhalten. Beim Durchwandern der Landschaft fällt uns auf, daß die Verteilung von Wald, Wiese und Ackerland in hohem Maße durch die geologischen Verhältnisse bedingt ist. Unregelmäßig hügelige Bergsturzflächen, wo heute noch Block an Block sich drängt, wie auf dem größten Teil des Sackberges und in manchen Teilen des Gebietes zwischen Schweizerhaus und Rüti, konnten nicht urbarisiert werden und mußten dem Walde überlassen bleiben. Wo aber durch Bäche und Runsen die Bergsturzflächen ausgeebnet und mit feinerem Geröll, Schlamm und Erde bedeckt wurden, war die Anlage von Wiesen und Aeckern möglich. So gehören denn heute alle die Runsenschuttflächen zwischen Glarus und Schwändi, die durch

die Bäche erzeugten Hinterfüllungen und Schuttkegel der Guppenruns und Hansliruns, des Milchbaches, der Kehlenruns und Sackbergruns, die kiesbedeckten alten Talböden und Terrassen des Löntsch dem Areal des Weide-, Wiesen- und Ackerlandes an.

Wenn wir heute im Ablagerungsgebiet des Guppensturzes auch außerhalb des Bereiches der Bachablagerungen Wiesen- und Weideland treffen (z. B. bei Schwändi und Sool, auf dem Bühlen südlich von Ennenda), so ist dies dem Linthgletscher zu verdanken, der die größten über die Oberfläche aufragenden Felsblöcke weggetragen und die Bergsturzfläche mit einer fruchtbaren Moränenschicht überzogen hat. Nur dort, wo diese Monänenschicht fehlt oder sehr dünn ist, ist das Gelände zwischen Glarus und Schwändi heute noch mit Wald bestanden. Daß auf dem Sackberg einige Weideflächen vorkommen (z. B. bei der Schwammhöhe, bei Vordersackberg und Schleipfen), obschon dort die Moränendecke fehlt, ist dem Umstande zu verdanken, daß das Bergsturzmaterial dort zum größten Teil aus leichter verwitterbaren, tonigen und kieseligen Gesteinen (Drusbergschichten, Kieselkalk, Gault, Flysch- und Valangienmergel) besteht, aus denen die Verwitterung im Laufe der Jahrtausende eine fruchtbare Erdschicht geschaffen hat.

Noch viele Jahrhunderte nach der Entstehung der ersten festen Ansiedelungen im Tale der Linth durfte der Mensch nicht wagen, seine Wohnstätten auf den Kiesebenen der Talsohle zu errichten, da der Fluß an kein festes Bett gebunden war und bei jedem Hochwasser das Gelände überflutete. Wir treffen darum alle Dörfer des Linthtales, vorab ihre ältern Teile, nicht auf der ebenen Talsohle, sondern auf erhöhten Standorten am Rande des Tales. So liegen die Dörfer des Großtales auf den Schuttkegeln der Seitenbäche, Leuggelbach und Nidfurn auf einer moränenbedeckten Staukiesterrasse, Thon und der größte Teil von Schwanden auf dem ältern Schuttkegel der Guppenruns, Schwändi, Sool, Ennetlinth-Mitlödi und der ältere Teil von Ennetbühls auf den alten Bergstürzen, der Hauptteil von Mitlödi auf dem Schuttkegel der Hanslirunse. Der älteste Teil von Ennenda wurde auf dem

Schuttkegel der Sturmingerrunse angelegt und die ältesten Quartiere von Glarus entstanden am Fuße des Bergli auf den Schuttkegeln des Löntsch und des Strengenbaches oder schmiegten sich an die alten Bergsturzhügel Tschudirain und Burghügel. Erst nachdem man sich dazu aufgerafft hatte, den Fluß durch Wuhre einzudämmen, konnten die Ortschaften Glarus, Ennenda und Ennetbühls sich auch über die Kiesebene der Linth ausdehnen.